EIN

GEOLOGISCHER QUERSCHNITT

DURCH DIE

OST-ALPEN

NEBST

ANHANG ÜBER DIE SOG. GLARNER DOPPELFALTE

VON

A. ROTHPLETZ.

MIT 2 TAFELN UND 115 ABBILDUNGEN IM TEXT.

STUTTGART.
E. SCHWEIZERBART'SCHE VERLAGSHANDLUNG (E. KOCH).
1894.

K. Hofbuchdruckerei Zu Guttenberg (Carl Grüninger) in Stuttgart.

Inhalt.

Einleitung.

Man muss bis zum Jahr 1857 zurückgehen, um einen geologischen Querschnitt durch die Alpen zu finden, der dieses Gebirge seiner ganzen Breite nach durchschneidet und den Bau desselben auf Grund genauer, für diese Schnittfläche gemachter Beobachtungen zur Darstellung bringt. Der „geologische Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino", von Fr. v. Hauer unter Mitwirkung namhafter österreichischer Geologen entworfen, war der erste derartige Versuch, welcher veröffentlicht worden ist, und er ist bis auf den heutigen Tag der einzige geblieben.

Es ist diese Thatsache verwunderlich genug. Denn es gibt ja kein besseres Mittel, um eine klare Vorstellung in den geologischen Bau einer Gegend zu gewinnen, als den Durchschnitt. Übertroffen wird es allein durch solche geologische Karten, die auf einer mittelst Höhencurven dargestellten topographischen Unterlage den genau begrenzten Ausstrich der einzelnen Formationsglieder und das Streichen und Fallen ihrer Schichten angeben, weil der Beschauer sich sogleich in jeder beliebigen Richtung Durchschnitte und Grundrisse construiren und so nicht nur flächenhafte, sondern geradezu räumliche Vorstellungen der Tektonik erlangen kann.

Karten von dieser Beschaffenheit sind aber weder für das gesammte Alpengebiet noch auch nur für irgend einen Querstreifen desselben vorhanden. Einzelne Theile der Alpen, die bereits in der erwähnten Weise geologisch dargestellt vorliegen, sind zu klein und zu weit auseinander gelegen, um eine zuverlässige Vorstellung von dem ganzen Bauplane des Gebirges zu geben. Es ist die Anfertigung solcher Karten mit zu grossen Schwierigkeiten und einem zu bedeutenden Zeitaufwand verbunden, als dass sie nicht die Kräfte und Lebensdauer des Einzelnen überstiege. Aber selbst die 40jährige Thätigkeit der österreichischen geologischen Reichsanstalt und die 33jährigen Anstrengungen

der geologischen Commission der Schweiz haben in dieser Beziehung noch zu keinem genügenden Ergebniss geführt. Es liegen allerdings für die Schweiz eine Reihe ausgezeichneter Querprofile vor, wie z. B. die von E. FAVRE und SCHARDT, BALTZER, ESCHER v. D. LINTH und HEIM entworfenen, aber sie alle betreffen doch nur die Nord-Alpen und Theile der Centralalpen, lassen hingegen die letzteren zum grössten Theil, die Süd-Alpen ganz unberührt. Für letztere fehlt es zwar nicht an Versuchen, aber sie sind durch den Kern der centralen Alpen von den Querschnitten im Norden getrennt und lassen sich nicht ohne weiteres mit ihnen zu einem einheitlichen Bilde vereinigen.

Schon früher hat man zu der leichteren Aushülfe des Idealprofiles gegriffen, wobei jedoch die Wirklichkeit durch starke Übertreibung der Höhen in sehr störender Weise verzerrt und die thatsächliche Beobachtung durch blosse Vermuthung, die in unerreichbare Tiefen hinab zu gehen pflegt, in oft nicht mehr zu überwachender Weise ersetzt wurde. Diese Idealprofile sind zwar ein ausgezeichnetes Mittel, um die Vorstellung zu veranschaulichen, welche der betreffende Autor von dem Bau und der Entstehung der Alpen sich gemacht hat, aber weiter reicht ihre Bedeutung nicht.

Das Bedürfniss nach genauen Querprofilen durch die Alpen wird schon lange empfunden. Das HAUER'sche Profil steht zu vereinzelt da und ist durch bald 40jährige Forschungen vielfach überholt worden. Durch die meisterhaften Darstellungen von SUESS ist die Entstehung der Alpen seit bald zwei Decennien in den Vordergrund des wissenschaftlichen Arbeitsfeldes gerückt worden und die allerdings nicht ohne Widerspruch gebliebene Behauptung des einseitigen Baues hat zu ganz neuen Gesichtspunkten geführt. Das einfachste Mittel, diese Einseitigkeit des alpinen Aufbaues zu beweisen, wäre sicherlich das Querprofil gewesen; aber die Schwierigkeiten, ein solches zu entwerfen, bei dem die Fehler der Beobachtung und die Einflüsse hypothetischer Voreingenommenheit auf ein unschädliches Maass beschränkt wären, mögen wohl die hauptsächliche Ursache gewesen sein, warum dies bisher unterblieb.

Es ist in der That viel schwieriger, als der Unbetheiligte sich vorstellen wird, ein Profil zu entwerfen, das den Anspruch auf Richtigkeit, bei völligem Ausschluss theoretischer Speculation, machen kann. Um deshalb dem Querschnitt, welchen ich nach 4jähriger Arbeit zu veröffentlichen wage, von vornherein sowohl übertriebene Erwartungen als auch Enttäuschungen fernzuhalten, will ich zuerst eine kurze Schilderung der Art und Weise seiner Entstehung geben.

Plan und Ausführung des Querschnittes.

Dass ich den Schnitt gerade von Tölz nach Bassano geführt habe, also quer zum westlichen Theile der Ost-Alpen, hat seinen Grund in persönlichen Verhältnissen. Während eines 7jährigen Aufenthaltes in München hatte ich Gelegenheit gehabt, mich mit dem Bau der nördlichen Kalkalpen in Bayern und Tirol ziemlich vertraut zu machen und ebenso war mir die Region der südtiroler Alpen so weit bekannt geworden, dass ich die Tragweite der Arbeit im Voraus einigermaassen übersehen konnte. So begann ich im Sommer 1889 diese Arbeit, setzte sie 1890 fort und vollendete sie, nachdem mir das Jahr 1891 in anderweitiger Thätigkeit vergangen war, im Sommer 1892 soweit es die Aufnahmen im Gebirge betraf. Der Ausarbeitung des gesammelten Materials widmete ich den Winter 1892/93 und konnte am Ende desselben an die Niederschreibung der Ergebnisse gehen, die mich bis Anfang August in Anspruch nahm.

Um eine zuverlässige Kenntniss des Alters und der Lagerung derjenigen Schichten und Gesteine zu gewinnen, welche von der ungefähr 260 km langen Schnittfläche des Profiles getroffen werden, hielt ich es für nöthig, einen je nach der Verwickelung der Verhältnisse mehr oder minder breiten Streifen Landes zu beiden Seiten der Profillinie zu untersuchen. Wo besonders starke tektonische Störungen sich bemerkbar machten, die eine weitreichende Bedeutung zu haben schienen, habe ich dieselben zum Theil auf ziemlich grosse Entfernungen von der Schnittlinie weg verfolgt, um dadurch in den Stand gesetzt zu werden, die mehr zufälligen von den allgemein wichtigen tektonischen Zügen des Profilbildes zu unterscheiden.

Als Unterlage meiner Aufnahmen dienten mir die bayerischen und österreichischen Generalstabskarten. Der Verlauf der Schichtflächen und Grenzen wurde mit Compass und Loth bestimmt, was ich zwar für selbstverständlich und ganz unentbehrlich halte, anderer Gepflogenheit gegenüber aber doch ausdrücklich hervorheben will. Zur Unterscheidung von Kalkstein und Dolomit diente stets verdünnte Salzsäure, da der reine Dolomit beim Betupfen mit derselben nicht milchig aufbraust. Diese Thatsache ist erfahrenen Geologen schon seit Langem bekannt. Erfahrungsgemäss braust der Hauptdolomit, der Schlern- und der Dachsteindolomit nicht, es sei denn, dass er von kleinen Kalkspathadern durchzogen wäre. Aber auch dann kann man sich bei sorgfältigem Zusehen darüber nicht täuschen. Ich habe den echten Röthidolomit viel

hundert Mal geprüft — er braust nicht. Allerdings ist dieses Mittel nicht mehr ausreichend, wenn kalkige Dolomite oder dolomitische Kalke vorliegen; sie werden alle nach dieser Methode als Kalksteine bestimmt. Die Erfahrung lehrt den, der stets von Neuem die Probe macht und sich nicht auf ein paar zufällige Handstücke in der Mineralien-Sammlung beschränkt, dass die echten Dolomite nicht brausen. Ich habe im Verlauf einer 17jährigen geologischen Thätigkeit die Nützlichkeit dieser Untersuchungsmethode in vier Welttheilen erprobt. Die quartären Dolomite des Sinai brausen ebensowenig wie die silurischen Dolomite Nord-Amerikas; wo aber ein Aufbrausen sich einstellt, da hat sich, wenn die chemische Probe gemacht wurde, jedesmal ein für Dolomit zu hoher Kalkgehalt herausgestellt. Damit erledigt sich die Bemerkung von A. Heim[1]. Sehr lehrreich sind in dieser Beziehung die Angaben und Analysen von Dolomiten und dolomitischen Kalksteinen, welche Dölter und Hörnes gegeben haben[2] und die auf den Unterschied in der Löslichkeit beider Gesteine hinweisen.

Mit ganz wenigen Ausnahmen beruht die Darstellung unseres Querschnittes auf eigenen Begehungen und Beobachtungen. Als solche Ausnahmen erwähne ich die Cima d'Asta, das Latemargebirge und den Scharfreiter. Die zwei ersteren habe ich nachträglich als Parallelprofile den Angaben von Mojsisovics entnommen, als meine eigenen Aufnahmen schon abgeschlossen waren und keine Zeit mehr übrig blieb, um das Versäumte nachzuholen. Den Scharfreiter habe ich nach den Aufnahmen von R. Schäfer so wiedergegeben, wie er schon in der geologischen Karwendelkarte dargestellt ist. Dass meine eigenen Aufnahmen vielfach von älteren Darstellungen abweichen, ergibt unmittelbar der Vergleich. Es beruht dies zum Theil darauf, dass die älteren Karten nicht mit derselben Genauigkeit, wenigstens gerade im Gebiete meines Profiles, angefertigt worden waren, zum Theil auch auf den allgemeinen Fortschritten, die die Wissenschaft seither gemacht hat. Dass ich die vorhandene geologische Literatur und die geologischen Karten bei Anfertigung des Profiles benutzt habe, und dass sie mir dabei auch von erheblichem Nutzen waren, brauche ich nicht erst zu versichern. Sie werden, soweit dazu Veranlassung vorliegt, an geeigneter Stelle Erwähnung finden. Hier

[1] Beiträge zu einer geol. Karte der Schweiz. XXV. S. 145.

[2] Dölter u. Hörnes, Chemisch-genetische Betrachtungen über Dolomit. Jahrb. k. k. geol. R.-A. 1875. S. 293, und Dölter, Vorläufige Mittheilung über Untersuchung von Dolomiten und Kalksteinen aus Süd-Tirol. Verh. k. k. geol. R.-A. 1873.

will ich nur diejenigen geologischen Karten aufzählen, die mir dabei ganz besonders Dienste geleistet haben:

Geognostische Karte Tirols, aufgenommen auf Kosten des geognost.-montanist. Vereins für Tirol. 1849.

Geognostische Karte des bayerischen Alpengebirges von C. W. Gümbel. 1858. 1 : 100 000.

Geologische Karte der Tuxer Alpen in: Beiträge zur Geognosie Tirols von Ad. Pichler. 1859.

Geognostische Karte von Süd-Tirol von F. v. Richthofen. 1860. 1 : 130 000.

Blatt Sette Comuni des topogr. Atlas der österr.-ungar. Monarchie, geol. colorirt nach den Aufnahmen von Vacek. 1877. 1 : 75 000.

Geologische Karten zu: Die Dolomit-Riffe von Süd-Tirol von Edm. von Mojsisovics. 1879. 1 : 75 000.

Geologische Karte des Karwendelgebirges, herausgegeben von dem Deutsch. u. Österr. Alpenverein. 1888. 1 : 50 000.

Ich habe den Querschnitt ungefähr auf den Meridian von München gelegt, wie die dem Profil beigedruckte kleine Kartenskizze zeigt; doch war ich aus verschiedenen Gründen gezwungen, bald etwas nach Westen, bald nach Osten abzuweichen. Der Schnitt musste stets ungefähr das Hauptstreichen der Ketten oder wenigstens der Sättel und Mulden im rechten Winkel kreuzen. Um die hierdurch vorgezeichnete Richtung nicht allzu sehr mit dem Meridian in Divergenz zu bringen und zugleich doch auch die Möglichkeit zu haben, besonders interessante Punkte oder dominirende Höhen in das Profil zu bekommen, habe ich die angegebene, mehrfach gebrochene Linie gewählt. Doch hat hierdurch die Länge des Meridianabschnittes keinerlei Veränderung erfahren, und Tölz und Bassano liegen auf dem Profil genau so weit von einander entfernt, als die ihnen entsprechenden Breitegrade.

Um die Darstellung so viel als möglich den wirklichen Verhältnissen anzupassen, ist auch der Krümmung des auf den Meeresspiegel projicirten Meridianes Rechnung getragen worden. Die so für die Meeresspiegel-Höhe construirte Curve zwischen 48° und 45° 40′ senkt sich unter eine auf den 48° gezogene Tangente so weit, dass sie bei dem gewählten Maassstabe von 1 : 75 000 bei 45° 40′ um 58 mm unter das Niveau der Tangente zu liegen kommt, was einem Höhenunterschied von 4340 m entspricht. Sehr bedeutend wären also die Verzerrungen nicht, die eine Vernachlässigung der Krümmung der Erdoberfläche dem Alpenprofil brächten. Verbindet man beide Enden mit einer geraden

Linie, so beträgt der höchste Abstand dieser Sehne von der Curve nur etwa 12 mm oder gegen 1000 m.

Die geologischen Formationen sind von der Oberflächenlinie an nur so weit herab eingetragen worden, als Beobachtungen in den unmittelbar benachbarten Niederungen ihr wirkliches Vorhandensein beweisen oder doch mit grosser Sicherheit erschliessen lassen. Die Breite des farbigen Bandes ist in Folge dessen eine sehr wechselnde. Unter breiten Thälern mit mächtigen Alluvionen ist älteres Gebirge gar nicht eingezeichnet, in den Voralpen und Ebenen, wo die Thäler sich nur unbedeutend eingeschnitten haben, ist auch das Band nur schmal, einer Tiefe von 100—300 m entsprechend. Im höheren Gebirge schwillt es gemäss den grösseren Unterschieden zwischen Bergesgipfel und Thalboden an und entspricht zumeist einer Tiefe von 3—800 m, reicht aber auch bis auf 1400, ja sogar vereinzelt bis 1800 m herab.

Hauer hatte in seinem Alpenprofil die verschiedenen Gesteinsmassen alle bis auf den Meeresspiegel herab eingetragen, indem er einfach die Falllinien der Schichtgesteine oder die Grenzlinien der Eruptivgesteine bis auf dieses Niveau verlängerte. Dass hierin eine unberechtigte und vielfach geradezu irreführende Willkür lag, wird jetzt wohl allgemein anerkannt. Als musterhaft darf man die schönen Profile betrachten, welche Ernest Favre und Schardt[1] 1887 veröffentlicht haben. Hier ist allein das wirklich der Beobachtung Zugängliche eingetragen und colorirt. Der Vermuthung wird nur noch insofern Rechnung getragen als gewissen, recht auffallenden, synklinalen und antiklinalen Schichtanordnungen durch geschwungene aber punktirte Linien der Charakter ursprünglich zusammenhängender Mulden und Sättel verliehen wird, ohne dass freilich mit den verhältnissmässig einfachen aber hoch gewölbten Luftsätteln die wirkliche ehemalige Existenz solcher Sättel in dieser Form behauptet werden will. Darum verzichten diese Autoren auch auf diese Luftlinien da ganz, wo die tektonischen Verhältnisse Verwickelungen aufweisen, wie z. B. an der Dent du Midi. Mir erscheint die Anwendung derselben in den an sich klaren Gebieten ebenfalls entbehrlich, da jeder Betrachter dieser Profile sehr leicht und rasch auf diese Verbindungslinien von selbst kommen kann. Sobald sie aber durch Druck fixirt sind, haben sie für die freie Betrachtung etwas Hemmendes, der Blick verliert seine Unbefangenheit, und unwillkürlich erlangen die nur leicht angedeuteten Linien eine Realität,

[1] Matériaux pour la carte géol. de la Suisse XXII, Atlas. 1887.

die ihnen nicht zukommt. Wenn z. B. ein entstehender Sattel auf seinem Firste zerreisst, so können sich beide Hälften doch noch bei andauerndem seitlichen Schube so fortbewegen, dass sich die ursprünglich entferntesten Schichttheile immer mehr nähern, die abgebrochenen Enden der zusammengehörigen Hälften aber sich immer weiter von einander entfernen und mehr oder weniger senkrecht in die Höhe ragen. Die punktirte Luftlinie in nachstehender Figur verbindet die ursprünglich zusammenhängenden Punkte *a* und *b* und soll nur die

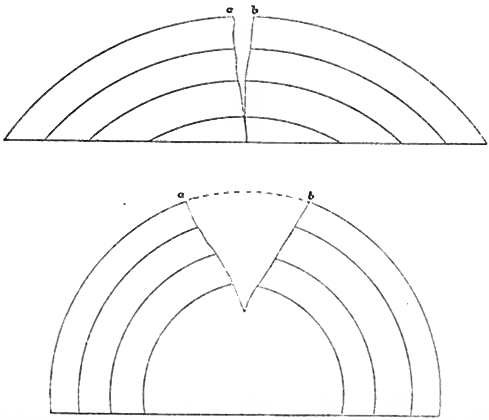


Fig. 1. **Querschnitt durch ein auf seinem Firste zerreissendes Schichtgewölbe. Die punktirte Linie a—b verbindet den klaffenden Spalt nach Art eines „Luftsattels".**

Entstehung dieser Antiklinale aus einem Schichtensattel andeuten; aber obwohl der Bogen *a—b* in diesem Falle keinen früher vorhandenen Gewölbefirst, der etwa durch Erosion abgetragen worden wäre, darstellen soll, so wird diese Vermuthung doch unwillkürlich im Beschauer erweckt und kann sich allmählich hartnäckig in die Vorstellung einnisten. Aus diesem Grunde habe ich auf dieses in mancher Beziehung ja sehr bequeme Hülfsmittel bei meinem Alpenprofil ganz verzichtet, und ich überlasse es gern jedem Einzelnen, sich zum besseren Verständniss diese Hülfslinien selbst einzuzeichnen, je nachdem er sie brauchen kann.

A. Heim[1] hat eine andere Methode bei Anfertigung seiner so anschaulich gezeichneten Profile angewandt, die etwa in der Mitte zwischen der seiner Zeit von Hauer und der von Favre und Schardt gewählten steht. Das sicher Erweisliche ist mit ausgezogenen Linien, das nach unten wie oben nur Vermuthete mit punktirten Linien angegeben. Letzteres wird oft ziemlich im Detail gezeichnet und mit der Beobachtungszone dadurch in einen sehr innigen und überzeugenden Zusammenhang gebracht, dass die Farben aus dieser in jenes unmittelbar übergehen und eine Strecke weit, oft bis zum Meeresspiegel herab, fortgesetzt werden. Hierdurch wird Erwiesenes mit Unerwiesenem auf das Innigste verbunden, denn für das Auge ist die Farbe das Wirksamste, die Vorstellung wird leicht von ihr gefangen genommen und geht willig auf die Gedanken des Zeichners ein. Dass dieser, zur Unterstützung der Überzeugungskraft, nicht selten auch die Zone des Erweisbaren mit ausgezogenen Linien noch ein gutes Stück weit in diejenige der Vermuthungen heruntergerückt und, um nur ein Beispiel anzuführen, auf Profil XII unter den mächtigen Alluvionen des Linththales bei Thierfehd noch 500 m Jurakalk mit Schichtung und Fältelung eingetragen hat, gehört nicht zur angewandten Methode, sondern ist als ein Verstoss gegen dieselbe anzusehen. Doch halte ich diese selbst nicht für empfehlenswerth, da sie nicht nur dem Leser, sondern auch ihrem Autor eine Sicherheit der gewonnenen Resultate vorspiegelt, die in Wirklichkeit nicht vorhanden ist. Ich habe bis jetzt keinen Grund gefunden, um von derjenigen Darstellungsweise abzugehen, die ich 1886 für die Vilser Alpen[2] angewandt habe, und beschränke mich ganz nur auf Eintragung des Beobachteten.

Innerhalb des Beobachteten gibt es nun freilich verschiedene Grade des Gewissen. Von dem uns von allen Seiten zugänglichen Berge sehen wir in der Regel doch nur die Aussenseite; schneiden wir ihn aber mit dem Profile mitten durch, so erhält dieses in Wirklichkeit nicht Beobachtetes, sondern eigentlich auch nur Vermuthetes. Aber dasselbe kann einen hohen Grad von Sicherheit haben je nach der Anzahl und Vorsicht der Beobachtungen, aus denen es erschlossen worden ist. Am meisten wird der Grad der Sicherheit von der Fähigkeit und Erfahrung des aufnehmenden Geologen abhängen. Wenn dieser die Formationsgrenzen, das Streichen und Fallen der Schichten und den Verlauf

[1] Mechanismus der Gebirgsbildung 1878 und Lief. XXV der Beiträge zu einer geol. Karte der Schweiz.

[2] Palaeontographica Bd. XXXIII.

der tektonischen Störungsflächen richtig auf eine gute Karte eingetragen hat, so gehört auch das Innere der Berge, soweit es nicht unter sein Beobachtungsniveau fällt, in die Zone des durch Beobachtungen Erschlossenen.

Ob nun aber solche Eintragungen wirklich richtig und zuverlässig sind, dafür kann man dem Fernerstehenden keine anderen Beweise liefern, als dass man ihm durch graphische Darstellung auf der Karte und in Profilen die Möglichkeit gibt, diese mit der Natur selbst an Ort und Stelle zu vergleichen. Wer den Sätteln, Mulden und Verwerfungen nicht traut, die das Profil zur Darstellung bringt, ist aufgefordert, die Sache vor Ort zu untersuchen. Wer aber die Gegend nicht schon aus eigener Anschauung kennt, dem bestreite ich das Recht, sich als Kritiker aufzuspielen und in ein paar müssigen Minuten die Beobachtungen langer Jahre einfach als unrichtig zu erklären. Wenn ich hier schon zum Voraus gegen ein solches Verfahren Verwahrung einlege und dessen vollkommene innere Haltlosigkeit betone, so habe ich meine Gründe dafür. Als ich seiner Zeit mit Sorgfalt die Vilser Alpen in einem Maassstab von 1 : 25 000 aufgenommen, die Grenzen der Formationen und den Verlauf der Verwerfungslinien auf Grund sorgfältiger Begehungen in eine Karte eingezeichnet hatte, war es Vacek[1], der die Richtigkeit dieser Eintragungen in Zweifel zog, ohne doch je die Vilser Alpen gesehen zu haben.

[1] Verh. geol. R.-A. 1887. S. 187. Anlässlich dieses Referates meiner Arbeit behauptete er sogar, ich hätte 149 Bruchlinien auf meiner Karte eingezeichnet. Er lieferte damit den Beweis für die unglaubliche Flüchtigkeit, mit der er das Referat geschrieben hat, denn es hätte ihm als erfahrenem Geologen sonst doch nicht entgehen können, dass sich nur 56 Bruchlinien darauf befinden. Welchen Werth können aber wohl solche Referate für den Leser haben?

I. Theil.

Die Gesteine und Schichtsysteme des Querschnittes.

Die Beschreibung und Erläuterung des dargestellten Querschnittes durch die Alpen hat naturgemäss zwei Aufgaben zu lösen. Zuerst handelt es sich darum, das Material kennen zu lernen, aus dem der durchschnittene Theil besteht, sodann die Anordnung zu schildern, nach der dieses Material dem gewaltigen Gebirgsbaue eingefügt ist.

Es empfiehlt sich, jede dieser Aufgaben für sich getrennt zu behandeln, und so wollen wir zunächst mit der ersten beginnen. Dabei wird sich ergeben, dass das Material nicht nur ein sehr verschiedenartiges und verschiedenalteriges ist, sondern dass es auch schon früher, ehe es zum alpinen Aufbau diente, um bildlich zu reden, von mehreren Baumeistern nach ganz von einander abweichenden Plänen zu Bauwerken verwendet worden war. Ähnlich wie viele christliche Kirchen aus Säulen, Capitälen und Mauerresten heidnischer Tempel aufgeführt wurden, sind auch dem Alpenbau verschiedene Trümmer und Reste älterer Gebirge und continentaler Massen als Bausteine eingefügt worden.

Die Schilderung des alpinen Baumateriales muss deshalb zugleich bis zu einem gewissen Grade eine Darstellung der Vorgeschichte der Alpen werden. Insofern kann sie sich natürlich nicht so eng auf das Gebiet des Querschnittes beschränkt halten und muss den Blick auch auf weitere Gebiete werfen, als dies bei Schilderung der tektonischen Anordnung des Baumateriales innerhalb des Profiles nöthig sein wird.

1. Das archäische System.

Die Gesteine, welche ich in dieses System stelle, sind durch ihre krystallinische Beschaffenheit und das Fehlen klastischer Bestandtheile ausgezeichnet; Versteinerungen kommen nicht darin vor. Sie bilden

den Untergrund der versteinerungsführenden Schichten und sind überhaupt die ältesten Bestandtheile der Erdkruste, soweit uns dieselbe in diesem Theile der Alpen zugänglich ist. In recht auffälliger Weise zerfällt dieses System in drei Stufen, die sich durch ihren Gesteinscharakter leicht von einander unterscheiden lassen: Die Stufen des Gneisses, des Glimmerschiefers und des Phyllites.

Die nachfolgende Beschreibung dieser Stufen beschränkt sich eng auf das von mir untersuchte Gebiet des Profiles und zieht deren Auftreten in den übrigen Theilen der Ostalpen, mit denen sie unmittelbar in Zusammenhang stehen, nicht mit in Betracht. Der Grund dazu liegt in dem Umstande, dass deren Untersuchung noch zu wenig gefördert und früher von anderen nach sehr verschiedenen Methoden und aus sehr von einander abweichenden Gesichtspunkten unternommen worden ist.

a) Die Gneiss-Stufe.

Die Gesteine dieser Stufe sind von einer grossen Gleichförmigkeit in ihrer mineralogischen Zusammensetzung: Quarz, Feldspath, Biotit und Muscovit sind die Hauptbestandtheile, denen sich Zirkon, Rutil, Granat, Hornblende, Epidot und Eisenerze in wechselnder Menge beigesellen. Eine lagenförmige Anordnung dieser Mineralien ist stets vorhanden, aber in verschiedenem Grade ausgeprägt. In den tiefsten Horizonten tritt sie am stärksten zurück und wird durch Beimengung bis Zoll grosser, porphyrartig eingestreuter Feldspathe noch mehr verdeckt. Nach oben wird sie immer deutlicher und durch mineralogische Differenzirung der einzelnen Lagen erhalten die Gesteine oft ein fein gebändertes Aussehen. Alsdann stellen sich auch wiederholt Hornblendeschiefer ein, die weiter unten zu fehlen scheinen.

Eine deutliche Schieferung tritt nicht hervor, wohl aber eine Bankung, die mit der Schichtung parallel geht. Als Schichtung bezeichne ich die lagenförmige Anordnung der mineralischen Bestandtheile, die selbst unter dem Mikroskop noch unverkennbar hervortritt und welcher ebenso die Einlagerung der Amphibolite entspricht.

Die Mächtigkeit dieser Stufe beträgt über 1000 m, doch ist ihr Liegendes nicht erschlossen. Das Hangende bildet der Glimmerschiefer, der sich stets concordant auf den Gneiss legt. Der älteste Gneiss ist hellgrau, dickbankig, porphyrartig und nähert sich in seinem Aussehen so sehr dem Granit, dass er auch als Granit-Gneiss bezeichnet werden könnte in den Fällen, wo seine Augengneiss-Structur einer mehr gleichkörnigen Platz macht.

Eine Verwechselung desselben mit echtem Granit ist ausgeschlossen, weil solcher stock- und gangförmig in dem Gneiss aufsetzt und dadurch der Unterschied zwischen beiden augenscheinlich wird. Dieser Granit, ebenso wie derjenige der Zillerthaler-Alpen, der im Glimmerschiefer aufsetzt, ist ein richtungslos körniges Gestein, das niemals eine so regelmässige, in sich parallele Bankung und eine genaue Parallelstellung der Mineralien und Minerallagen hat. Nirgends entsendet der Gneiss Gänge oder Apophysen in andere Gesteine, wie dies der Granit an seinem äusseren Rande so häufig thut. Besonders entscheidend für die verschiedene Natur beider Gesteine ist aber ihre innere Structur, wie sie die mikroskopische Untersuchung kennen lehrt. Der Granit hat stets verschiedene Mineralgenerationen, gewisse Mineralarten haben sich vor anderen ausgeschieden, sie werden deshalb häufig von den jüngeren ganz oder theilweise umhüllt. Solche jüngere Generationen sind gewöhnlich Feldspath und Quarz. Diese Heterotaxie der Mineralien fehlt im Gneiss; Quarz, Feldspath, Glimmer, Granat, Zirkon u. s. w. sind alle gleichwerthig, keine Species ist älter als die andere, sie liegen nebeneinander oder sind miteinander verwachsen, aber das eine schliesst das andere nicht als eine frühere Generation ein. Diese Isotaxie der Mineralarten bezieht sich jedoch nicht auf die Individuen, von denen die Quarze, Feldspathe, Glimmer, Granate etc. einer Lage zusammengenommen höchst wahrscheinlich stets älteren Ursprungs sind als die der darüberliegenden Lage.

Es wird die Meinung häufig vertreten, dass alle Gneisse metamorphische Gesteine seien. In unserem Falle könnte man vielleicht die Gneisse der Tuxer Alpen, insbesondere die granitischen und porphyrartigen für umgewandelte Granite nehmen, die in Folge der alpinen Aufrichtung und Faltung des Gebirges durch Streckung, Quetschung und Auswalzung ihre jetzige lagenartige Structur erst erhalten hätten. Dagegen spricht jedoch entschieden das stock- und gangförmige Auftreten echten Granites im Gneiss, der dabei ja auch Gneiss-Structur hätte annehmen müssen, da er sicher älter als das Alpen-Gebirge ist. Man müsste also zu praealpinen Gebirgsbildungen Zuflucht nehmen und voraussetzen, dass die vortriasische Aufrichtung und Faltung der palaeozoischen Schichten, von der weiterhin noch eingehender die Rede sein wird, jene Umwandlung des Granites zu Gneiss hervorgebracht habe. Die Glimmerschiefer im Dache des Gneisses wären dann als zuerst durch Contactmetamorphose, später noch durch Gebirgsbildung stark umgewandelte palaeozoische Sedimente aufzufassen. Die Contactmetamorphose

müsste aber jedenfalls vor Ablagerung der ebenfalls palaeozoischen Kalkschiefer und carbonischen Grauwacken eingetreten sein, da diese abwechselnd theils auf Glimmerschiefer, theils auf dem Gneiss liegen, ohne selbst die geringsten Spuren einer Contactmetamorphose zu zeigen.

Der Gneiss wäre danach also altpalaeozoischer Granit, der sich von dem echten mesozoischen Granit sowohl durch seine Structur als auch durch die ungeheure Mächtigkeit seines Contacthofes erheblich unterschiede. Ich habe in diesem Gebiete nicht eine einzige Thatsache auffinden können, welche einer solchen Auffassung das Wort reden könnte, wohl aber viele, die dagegen sprechen. Ich will die vier hauptsächlichsten anführen.

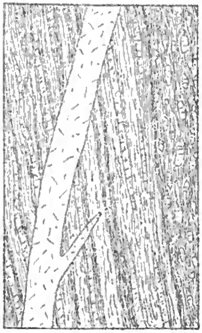


Fig. 2. Granitgang im Gneiss der Tscheichalp. (1/5 nat. Gr.)

1. Nirgends entsendet, wie schon erwähnt, der Gneiss Apophysen in sein Dach, eben so wenig treten im Glimmerschiefer Gneissgänge auf. Es fehlt also dieser wichtige Beweis für das jüngere Alter und die eruptive Natur des Gneisses ganz.

2. Die Grenze des Gneisses gegen den Glimmerschiefer fällt stets genau in die Richtung der Schichtung in letzterem, so dass die jüngeren oberen Lagen des Glimmerschiefers oder die Einlagerungen von Amphiboliten und Dolomiten nirgends direkt auf den Gneiss zu liegen kommen. Ebenso ist die Schichtung oder Bankung im Gneiss zu derjenigen im Glimmerschiefer parallel, so dass sich beide wie ältere und jüngere Theile eines concordanten Schichtensystemes verhalten und der Gneiss durchaus als der Untergrund erscheint, auf dem die Glimmerschiefer sich abgelagert haben.

3. Im Gneiss ist eine so stark ausgeprägte kataklastische Structur durchaus nicht zu beobachten, wie sie doch nothwendig entstanden sein müsste, wenn er durch Dynamometamorphose aus Granit hervorgegangen wäre.

4. Klastische Bestandtheile, wie sie in den sicher palaeozoischen Ablagerungen stets vorkommen, sind in den Glimmerschiefern nicht nachweisbar und waren deshalb wohl auch nie darin vorhanden.

Es fehlt also jeder Grund, um in ihnen einen palaeozoischen Contacthof zu sehen. Damit soll selbstverständlich keineswegs das Vorkommen lokaler Contacthöfe im Glimmerschiefer geleugnet werden, wie

sie nach den Angaben Weinschenk's die Serpentingänge und Stöcke umsäumen. Schon 1840 gab Reuss[1] das Vorkommen von Serpentin am Pfitscherjoch an, das von Hornblendeschiefer und Strahlsteinen begleitet werde. Diese Masse liegt östlich von unserem Querschnitt und wird nicht von ihm getroffen.

b) Die Glimmerschiefer-Stufe.

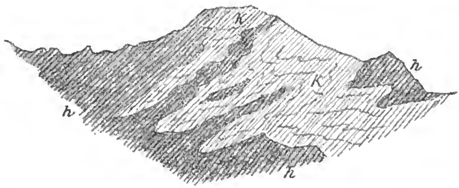
Hier herrscht eine viel grössere Mannigfaltigkeit der Gesteinsausbildung als in der vorhergehenden Stufe. Das Hauptgestein ist der Glimmerschiefer selbst, an dessen Zusammensetzung sich Quarz, Feldspath, Biotit, Muscovit, Chlorit, Granat, Zirkon, Rutil und Eisenerz betheiligen. Die mineralogische Zusammensetzung ist also dieselbe wie die des Gneisses, aber der Feldspath tritt auf Kosten von Quarz und Glimmer stark zurück. Der Granat erreicht hier eine bedeutendere Wichtigkeit, er ist nicht nur viel häufiger, sondern auch in grösseren Krystallen entwickelt. Unter den Glimmern spielt der Muscovit die wichtigere Rolle, während im Gneiss der Biotit vorherrscht. Wenn der Feldspath sich reichlicher einstellt, so bleibt es oft zweifelhaft, ob man das Gestein noch als Gneiss oder schon als Glimmerschiefer bezeichnen soll, gerade solche Übergangsformen finden sich aber auf der Grenze beider Stufen, deren gegenseitige Abgrenzung deshalb nichts Absolutes hat.

Der Glimmerschiefer zeigt sehr viele Varietäten, die durch das stärkere Hervortreten einzelner Bestandtheile bedingt werden: Gneissglimmerschiefer, Quarzglimmerschiefer, Chloritglimmerschiefer, Granatglimmerschiefer geben ihre Eigenthümlichkeit schon durch den Namen zu erkennen. Dazu kommen dann noch jene stark geschieferten Abarten, die ihr verändertes Aussehen hauptsächlich den sericitischen Glimmeraggregaten zu verdanken haben, welche sich als secundäre Bildungen auf den Schieferungsflächen, Klüften und Spalten angesiedelt haben und die aus der mehr oder weniger vorgerückten Zersetzung der primären Bestandtheile hervorgegangen sind. Mit der Unterscheidung primärer und secundärer Bestandtheile gebe ich nur einem wirklich vorhandenen und leicht nachweisbaren Verhältniss Ausdruck. Der Möglichkeit, dass auch die von mir als primär bezeichneten Mineralien aus noch älteren Mineralien hervorgegangen seien, von denen aber nichts mehr oder doch nur sehr dubiöse Reste erhalten geblieben sind, soll damit keineswegs entgegengetreten werden. Aber die beschreibende

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1840. S. 138.

Petrographie, welche doch immer die Grundlage der speculativen bleiben wird, thut gut daran, sich zunächst an das wirklich Vorhandene zu halten und Möglichkeiten, die doch nie, so viel lässt sich jetzt schon erkennen, das Gebiet der Hypothese verlassen werden, nicht den Werth von Wirklichem zu verleihen.

Gesteine, welche Einlagerungen im Glimmerschiefer bilden, sind: der Quarzitschiefer, der sich durch den Reichthum an Quarz und das Fehlen von Feldspath, Biotit und Granat charakterisirt; der Amphibolit oder Hornblendeschiefer, der aus Hornblende, Epidot, Quarz und Feldspath besteht, denen sich in wechselnden Mengen Rutil, Zirkon, Biotit, Apatit und als secundäre Bestandtheile auch Calcit und Chlorit beigesellen; Marmor, ein körniges Aggregat von Calcit mit beigemengtem Quarz und Muscovit; Dolomit, zuckerkörnig, weiss, mit



k Kalkglimmerschiefer, h Hornblendeschiefer, mit transversaler Schieferung.
Fig. 3. Zwölfer Spitz (Felbespitz der Karte).

viel wasserhellem und gelblichbraunem phlogopitartigem Glimmer. Eine besondere Art des Glimmerschiefers stellt endlich der Kalkglimmerschiefer dar, der neben den gewöhnlichen Bestandtheilen noch sehr viel Calcit enthält.

Auch in dieser Stufe lässt sich ein gewisser Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit von unten nach oben feststellen. Die Gneissglimmerschiefer herrschen zu unterst, dann waltet der typische Glimmerschiefer vor mit einzelnen oft bis zu 100 m mächtigen Einlagerungen von Dolomit oder von Amphibolit und Quarzitschiefern. Kalkglimmerschiefer ist selten. In Gegenden, wo der liegende Gneiss nicht mehr aufgeschlossen ist — in dem Zillerthaler Zuge — walten die Kalkglimmerschiefer und Epidot-Hornblendeschiefer vor, aber sie scheinen typischen Glimmerschiefer zur Basis zu haben, so dass sie nicht als eine besondere Facies aufgefasst zu werden brauchen, sondern als jüngere Bildung gelten können. Gerade in diesem Gebiete sind aber — im Gegensatz zu den Tuxer Alpen —

die archäischen Schiefer von einer sehr ausgesprochenen transversalen Schieferung befallen worden, so dass die Lagerungsverhältnisse in dem zugleich stark gefalteten Gebirge nicht immer mit genügender Sicherheit erkannt werden können.

Die Mächtigkeit der ganzen Stufe lässt sich deshalb, und weil die palaeozoischen Schichten discordant darüber liegen, nicht mit Sicherheit bestimmen, beträgt aber jedenfalls mehr als 1000 m.

c) Die Phyllit-Stufe.

Die verschiedenartigen Gesteine dieser Stufe werden aus folgenden Mineralien zusammengesetzt: Quarz, Feldspath, Muscovit, Biotit, Chlorit, Epidot, Turmalin, Rutil, Zirkon, Apatit, Dolomit, Calcit, Graphit oder Graphitoid und Eisenerz. Eine besonders wichtige Rolle spielen hier im Gegensatz zu den Gneissen und Glimmerschiefern der Turmalin, der Rutil in der Ausbildung der bekannten kleinen Nädelchen, und der Graphit, als welchen man nach dem Vorgange Pichler's die so gewöhnlichen russigen kleinen Partikel vielleicht bezeichnen kann, die neben dem Eisenerz den Phylliten ihre schwärzliche Farbe verleihen. Dahingegen fehlt der in den älteren Stufen gewöhnliche Granat und die Hornblende in den von mir untersuchten Gesteinen ganz. Nach den Angaben Pichler's [1] kämen sie zwar, aber doch nur selten, vor, z. B. auf dem Patscherkofl zusammen mit Cyanit und Staurolith. Bei den durch die Druckschieferung oftmals sehr verdeckten Lagerungsverhältnissen ist jedoch gerade dort ein Hervorstoss des Glimmerschiefers wohl nicht ganz ausgeschlossen.

Im Allgemeinen tragen die Gesteine dieser Stufe weniger deutlich ihre krystalline Natur zur Schau. Sie sind deshalb früher mit jüngeren Thonschiefern und Kalkschiefern zusammengefasst worden, bis Pichler zuerst auf den Unterschied in Folge genauer petrographischer Untersuchungen aufmerksam gemacht hat. Man trennt sie jetzt von den jüngeren Kalkschiefern des Brenners und den Wildschönauer- oder Grauwackenschiefern ab. Das wichtigste Unterscheidungsmerkmal ist dabei das gänzliche Fehlen echt klastischer Bestandtheile im Phyllit und die Einlagerung von durchaus krystallinischen Epidot-Chloritschiefern in demselben.

Wir können folgende Gesteinsarten darin unterscheiden: der Phyllit ist ein dünnschieferiges, graues bis grünliches Gestein, dessen krystal-

[1] Pichler u. Blaas, Die Quarzphyllite bei Innsbruck. Tschermak's Petrogr. Mitth. Bd. 4. S. 503 (1882). Siehe auch Pichler, Zur Kenntniss der Phyllite in den tiroler Central-Alpen. Ibid. Bd. 5. S. 293 (1883).

linische Bestandtheile sich erst unter dem Mikroskop auseinander halten lassen. Es sind Quarz, etwas Feldspath, Muscovit, Chlorit, Rutil, Zirkon, Turmalin, Graphit und Eisenerz. Der Rutil ist z. Th. in Form feiner Nadeln im Quarz eingeschlossen. Die Spaltungsflächen, bald eben bald fein gefältelt und gekrümmt, sind stets von sericitischen Glimmerhäuten bedeckt, die dem Gestein Seiden- bis Metallglanz geben.

Der Quarzphyllit unterscheidet sich durch das Vorherrschen des Quarzes, der in dünnen Lagen mit schieferigem Material abwechselt. Die Quarze in den grossen Steinbrüchen bei Wattens sind durch die zahlreichen Einschlüsse kleiner Rhomboëder eines Carbonates (wahrscheinlich Dolomit nach Pichler) ausgezeichnet. Da das Gestein in der Richtung der Quarzlagen ebenso leicht als in der der Druckschieferung sich spalten lässt, so zerfällt es da, wo letztere transversal ist, in unregelmässig griffelförmige Stücke.

Der Kalkphyllit geht aus den schon erwähnten Arten durch reichlichere Beimengungen lagenförmig vertheilten Calcites hervor.

Der Marmor tritt in einzelnen oft ziemlich starken Bänken auf und führt mehr untergeordnet Erze und Glimmer eingesprengt. Pichler hat auch den Talk darin nachgewiesen. Er ist auch mit Eisenspath vermengt, der stellenweise ganze Lager bildet, die durch ihre braune Verwitterungsrinde schon von ferne auffallen und früher zu Bergbau Veranlassung gegeben haben.

Der Chloritschiefer kommt recht häufig vor, z. Th. in grosser Mächtigkeit und besteht aus Chlorit, Epidot, Biotit, Quarz, Calcit und Feldspath. An seinen grünen Farben wird dies meist schwachschieferige Gestein leicht erkannt. Die constituirenden Bestandtheile sind alle gleichwerthig und es liegt durchaus kein Anzeichen vor, welches Berechtigung gäbe, dabei an Umwandlung aus Grünsteinen zu denken.

In unserem Gebiet ist das Liegende der Phyllite nicht aufgeschlossen, aber nach den Angaben Pichler's besteht dasselbe westlich der Sill aus Glimmerschiefer und Gneiss. Die Mächtigkeit dieser Stufe ist aus diesem Grunde und wegen Vorhandensein einer transversalen Schieferung nicht sicher zu bestimmen, beträgt aber jedenfalls 1000 m.

2. Das Palaeozoikum.

Discordant über den archäischen Gesteinen ruhen mächtige Schichten, die in unserem Gebiete zwar fast gänzlich der Versteinerungen entbehren, sich aber auf Grund ihrer Überlagerung durch die ältesten mesozoischen Gesteine als palaeozoisch erweisen. Nur in den Südalpen

kann ein Theil derselben nach vorhandenen Versteinerungen mit Bestimmtheit ins Perm gestellt werden, der Rest soll nach Merkmalen der Gesteinsbeschaffenheit und der Lagerung der Reihe nach beschrieben werden.

a) Die Kalkschiefer des Brenners.

Diese Gesteine besitzen über grosse Strecken eine ungemein gleichförmige Beschaffenheit und schliessen nur untergeordnet auch andere Gesteinslagen ein.

Der typische Brenner Schiefer ist durch seinen bedeutenden Kalkgehalt stets als Kalkschiefer charakterisirt, aber er hat ein recht krystallinisches Aussehen und ist deshalb häufig als Kalkphyllit[1] aufgeführt worden, bis 1882 Pichler auf den Unterschied aufmerksam machte. Die Ähnlichkeit mit Phyllit wird dadurch hervorgerufen, dass sericitische, glänzende Glimmerhäute die einzelnen deutlich krystallinischen Calcitlagen bedecken, so dass beim Zerbrechen des Gesteines und seiner Schieferungsflächen stets nur diese glatten oder feingefältelten Überzüge hervortreten. Jedoch sind diese weich und fettig sich anfühlenden Flächen in der Regel schwärzlich und färben in Folge einer reichen Beimengung russiger Bestandtheile schwarz ab. Manchmal ist dieser Gehalt so bedeutend, dass man geradezu von Graphitlagern gesprochen hat. Aber Gümbel[2] hat gezeigt, dass es kein Graphit, sondern Kohle ist. Diese Glimmer und die kohligen Bestandtheile liegen aber auch in den körnigen Lagen von Calcit eingesprengt, in denen zugleich klastische Quarzkörner eine bedeutende Rolle spielen, manchmal sogar die Überhand gewinnen, so dass das Gestein eher als ein Quarzit oder schieferiger Sandstein bezeichnet werden kann. Ausserdem bilden kleine Rutilnädelchen und Eisenerz einen Gemengtheil dieser Schiefer.

Die Structur derselben schwankt bedeutend vom feinsten weichen Schiefer bis zu einem plattigen festen gebänderten Gestein, das statt der Schieferung nur noch eine enge Parallelklüftung besitzt. Gewöhnlich wechsellagern diese beiden Abarten in mehr oder minder mächtigen

[1] Dieser Name ist um so mehr für die Brenner Schiefer zu vermeiden, als Stache (Verh. R.-A. 1872. S. 78 und Jahrb. R.-A. 1874. S. 135) mit demselben und ähnlichen, wie Kalkthonphyllit, Quarzphyllit, nur besondere Facies der sämmtlichen palaeozoischen Ablagerungen bezeichnet hat, indem er dabei die krystallinische Beschaffenheit nicht aus nachträglicher Metamorphose, sondern aus ursprünglicher eigenthümlicher Ablagerung herleitet.

[2] Sitzungsber. Akad. Wissensch. München 1892. Bd. 22 der mathem.-phys. Classe.

Lagen mit einander. Die Schieferung bleibt auf grosse Erstreckungen hin im Streichen und Fallen ziemlich beständig, während die Schichtung gewöhnlich mäandrische Windungen macht und von der Schieferung unter allen möglichen Winkeln durchschnitten wird.

Die klastischen Quarzkörner liegen entweder einzeln in dem körnigen Calcitaggregat oder sogar in grösseren Calcitkrystallen ringsum eingeschlossen, oder, wo der Calcit zurücktritt, doch immer noch durch kleine Glimmerschüppchen von einander getrennt. Hierdurch unterscheiden sich diese Quarze sehr leicht von den zu körnigen Aggregaten gruppirten Quarzen der Phyllite, welche dieser Zwischenmassen entbehren.

Von Gängen, Adern und Trümern wird der Brenner Schiefer stets in der mannigfaltigsten Weise durchschwärmt. Auf ihnen ist Quarz und Kalkspath ausgeschieden, denen sich zahlreiche andere Mineralien, aber in untergeordneter Weise, zugesellen. Im Hinterschmirn sind diese Gangbildungen berühmte Mineralfundplätze. Ein Theil der Schmirn-Albite stammt hieraus, während allerdings ein anderer und zwar, wie mir scheint, der grössere Theil in triasischen Dolomiten vorkommt, von denen später die Rede sein wird.

Stellenweise sehr mächtige Einlagerungen in diesen Schiefern bilden bankförmig abgesonderte, weisse, körnige Marmore und Dolomite, sodann schwarze Thonschiefer.

Versteinerungen haben diese Gesteine, welche alle Spuren einer starken allgemeinen Metamorphose an sich tragen, bisher keine geliefert, ausgenommen vielleicht die undeutlichen Pflanzenreste, welche Stache von dem Kreuzjoch im hinteren Schmirn erwähnt. Ihr Alter ist deshalb auch nicht sicher festzustellen. Aber da sie im Süden discordant auf Gneiss und Glimmerschiefer und im Norden auf Phyllit liegen, so sind sie sehr wahrscheinlich palaeozoisch. Aber es bleibt ungewiss, ob sie dem Silur, Devon oder Carbon oder vielleicht allen dreien angehören.

Analysen von Schiefern aus dem Eisackthal, die wahrscheinlich hierzu gehören, hat Gümbel (l. c. S. 139) veröffentlicht.

b) Die Tuxer Grauwacken.

Auf dem Gebirgskamm, welcher das Hinter-Tux- vom Schmirnthal trennt, sind den Brenner Schiefern drei Grauwackenzüge eingelagert, von denen zwei am Tuxer Joch sich ganz deutlich als Mulden zu erkennen geben, während der dritte bis unter die Thalsohle herabreicht und uns

darüber im Unsicheren lässt, ob er dem Schiefer als gleichalteriges Lager eingeschaltet oder nur als jüngere Bildung aufgelagert und muldenförmig eingefaltet worden ist.

Die Gesteinsbeschaffenheit ist für alle drei dieselbe. Die Grauwacke wird zum Theil sehr grobkörnig. Einzelne grössere Quarze und Feldspathe, deutlich abgerundet, liegen in einer feinkörnigen Masse von Quarz, wenig Feldspath und viel Muscovit, der zum Theil sericitisch verwoben ist. Auch Turmalin kommt vereinzelt vor. Biotit und Granat hingegen fehlen ganz. Die kleineren Feldspathe sind theilweise nicht abgerundet, sondern eckig, aber sie schliessen niemals Muscovitblättchen, wie solche im Bindemittel vorkommen, ein, und können deshalb ebenfalls als fremde klastische Bestandtheile aufgefasst werden. Wo die Schieferung deutlich genug ausgesprochen ist, ähnelt das Gestein dem Gneiss und zwar dem Augengneiss, wofür es auch von Pichler[1] 1859 genommen worden ist. Es wechsellagern feinere Grauwacken und kohlige Schieferletten mit demselben und diese sehen vollkommen wie die carbonischen Schiefer von Steinach aus, in denen Pichler eine echte Carbonflora entdeckt hat. Da dieses Vorkommen im Streichen der Tuxer Grauwacken liegt, so halte ich es für das Wahrscheinlichste, dass auch diese obercarbonischen Alters sind.

In denselben kommt auf der Höhe des Tuxer Joches ein massiger Diorit vor, von dem es ungewiss bleibt, ob er ein Lager oder einen Stock darstellt. Es ist ein epidotreicher Quarzdiorit, der aus Hornblende, Epidot, Feldspath (Plagioklas) und Quarz besteht und auch Chlorit als Zersetzungsproduct enthält. Obwohl der Epidot, wenn er in Grünsteinen vorkommt, gewöhnlich als secundäre Bildung aufgefasst wird, so ist diese Annahme nach der Art des Vorkommens hier doch ausgeschlossen.

c) Der Wildschönauer Schiefer.

Während der nordtiroler Phyllitzug im Süden von den soeben beschriebenen Kalkschiefern begrenzt wird, legt sich im Norden eine breite Zone von Thonschiefern an, die den Namen Wildschönauer Schiefer erhalten haben und die für jünger als der Phyllit gelten. Im Gebiete unseres Profiles bilden sie das Liegende des Schwazer Dolomites; ihren Contact mit dem Phyllit habe ich nicht in den Umfang meiner Untersuchung aufgenommen. Nach den Angaben von

[1] Beiträge zur Geognosie Tirols. 1859.

Pichler und Cathrein[1] ist das palaeozoische Alter derselben kaum zu bezweifeln, obwohl auch hier bisher noch keine Versteinerungen aufzutreiben waren.

Der vorherrschende Schiefer, von grüner bis violetter Farbe, zeigt gewöhnlich schon dem unbewaffneten Auge seine klastischen Quarzkörner. In der Gegend zwischen Schwaz und dem Kellerjoch sind demselben mächtige Schichten eines augengneissähnlichen Schiefers eingelagert, die bis zollgrosse klastische Quarze und Feldspathe und Aggregate beider in einem feinkörnigen Bindemittel von Quarz, etwas Calcit und Muscovit einschliessen. Letzterer bildet auch die sericitischen Häute auf den Spaltungsflächen. Einzelne klastische Biotitblätter sind ebenfalls eingestreut.

Auch Eisenspathlager sind diesem Schiefer eingeschaltet.

d) Der Schwazer Dolomit.

Dieses wegen seines Erzreichthumes so wichtige, auf den Nordrand der Centralalpen beschränkte Gestein liegt unmittelbar auf dem Wildschönauer Schiefer und wird von dem Buntsandstein überlagert. Es stellt also das jüngste Glied der palaeozoischen Schichtenreihe dar und darf mit grosser Wahrscheinlichkeit in das Perm eingereiht werden, obwohl auch hier Versteinerungen gänzlich fehlen.

Es ist ein lichtfarbiger Dolomit, weiss bis röthlich, selten grau, meist stark zerklüftet und brecciös, so dass seine Bankung ganz verschwindet. Nach Cathrein ist seine chemische Zusammensetzung:

$CaCO_3$	55,287
$MgCO_3$	37,347
$FeCO_3$	1,926
Al_2O_3	4,019
SiO_2	0,102
	98,681

Das silberhaltige Fahlerz kommt lagerförmig, in Putzen und Nestern und gangförmig darin vor. Die Lager sind nur auf den Dolomit beschränkt und verhältnissmässig selten. Es hängt dies jedenfalls mit der allgemeinen inneren Zertrümmerung des Dolomites zusammen, wobei die ursprünglichen Erzlager wahrscheinlich ebenfalls in Mitleidenschaft gezogen worden sind und sich auf Nestern und Gängen wieder an-

[1] Cathrein, A., Geognost. Verhältnisse der Wildschönau. Ferdinandeum 1877. Die Dolomitzone bei Brixlegg. Jahrb. geol. R.-A. 1880. Bd. 30. Ein Beitrag zur Kenntniss der Wildschönauer Schiefer. N. Jahrb. f. Min. etc. 1881. I. S. 169.

gesammelt haben. Dabei sind sie jedoch fast ausschliesslich auf den Dolomit beschränkt geblieben, gehen nur selten bis in den liegenden Schiefer herunter und scheinen nirgends im hangenden Sandstein vorzukommen. Eine besondere Anreicherung von Erzen macht sich oftmals in den oberen Theilen des Dolomites bemerkbar (nach Art eines „Hutes“) und scheint mit der Zerstörung dieser Gesteine in Zusammenhang zu stehen, welche vor Ablagerung des bunten Sandsteines stattgefunden hat und sich in der Mächtigkeit des Grundconglomerates zu erkennen gibt, das überall die Basis des Buntsandsteins da bildet, wo Dolomit der Untergrund ist, und das hauptsächlich aus grösseren und kleineren, wenig oder gar nicht abgerollten Bruchstücken des Schwazer Dolomites besteht[1]. Die damit in Verbindung stehende Discordanz zwischen der Trias und dem Schwazer Dolomit wird in der Gegend von Schwaz ausserdem daran leicht erkannt, dass der Dolomit von Ost nach West immer schwächer wird, aber in durchaus unregelmässiger Weise und endlich am Zindberg ganz auskeilt, so dass dort der bunte Sandstein direkt auf Wildschönauer Schiefer zu liegen kommt. An manchen Stellen schiebt sich zwischen die Trias und den Dolomit noch ein jüngerer Schiefer ein, der von dem Wildschönauer Schiefer sich nur wenig unterscheidet und eine enge Beziehung des Schwazer Dolomites zu letzterem zu bekunden scheint, da nach Cathrein der Wildschönauer Schiefer bei Brixlegg concordant mit dem erzführenden Dolomit liegt, und somit letzterer als eine Einlagerung in demselben aufgefasst werden könnte. Dem scheint nun allerdings die Thatsache zu widersprechen, dass bei Schwaz eine deutliche Discordanz zwischen der unteren Grenze des Dolomitlagers und dem älteren Schiefer besteht. Es ist aber sehr gut möglich, dass unter dem Namen Wildschönauer Schiefer Gesteine sehr verschiedenen palaeozoischen Alters zusammengefasst sind und es wird erst sehr genauer Untersuchungen bedürfen, um hierüber ein sicheres Urtheil zu gewinnen. Weiter im Osten an der Hohen Salve habe ich vor 10 Jahren diese Discordanz ebenfalls beobachtet und (l. c. S. 151) beschrieben. Der Schwazer Dolomit ist dort von einer Reihe von verrucanoartigen Schiefern und Conglomeraten begleitet, mit denen er wechsellagert und die dem älteren Wildschönauer Schiefer discordant aufgelagert sind.

---

[1] Gute Aufschlüsse zum Studium der Aufarbeitung und oberflächlichen Zerstörung des Dolomites vor und bei Beginn des Absatzes des bunten Sandsteines liefert die Umgebung von Brixlegg. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1883. p. 149.)

e) Die Kieselschiefer in Südtirol.

Eingesenkt in die Glimmerschiefer kommen in der Gegend von Brixen grössere Schollen von schwarzen, graphitischen Kiesel- und Thonschiefern vor, die nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit vollkommen an palaeozoische Gebilde gemahnen und, da sie discordant von dem permischen Grödner Sandstein überlagert werden, jedenfalls auch als solche gelten müssen. Leider ist alles Suchen nach Versteinerungen auch hier erfolglos geblieben. Selbst die sonst in Kieselschiefern so häufigen mikroskopisch kleinen Organismen fehlen darin, wie es scheint, gänzlich. Auch für sie wäre die Einordnung in ein bestimmtes palaeozoisches System einstweilen ganz werthlos.

f) Das Perm Südtirols.

Hiermit betreten wir zum ersten Mal einen sicheren palaeozoischen Boden. Eine etwa 800 m mächtige Schichtenreihe überlagert discordant den Glimmerschiefer und die eben besprochenen Kieselschiefer und wird concordant von den untersten mesozoischen Ablagerungen bedeckt. Den Anfang machen Quarzporphyre, die meist in Form mächtiger Lavendecken oft mit säulenförmiger Absonderung, zum Theil auch als Tuffe entwickelt sind. Letztere führen besonders in ihren tieferen Lagen mancherlei fremde Gerölle, unter denen (z. B. bei Villnöss) besonders auffällig die Glimmerschiefergeschiebe sind, weil sie dieselbe Schieferung und Zusammensetzung wie der anstehende Glimmerschiefer haben, woraus geschlossen werden muss, dass letzterer damals schon eine von der heutigen nicht wesentlich verschiedene Beschaffenheit besass. Da wo diese Porphyre auf ihrem Grundgebirge liegen, stellt sich fast stets eine mehr oder minder mächtige Lage von Breccie und Geröllen ein, die in der Hauptsache aus aufgearbeitetem Grundgebirge besteht. Man hat sie häufig als Verrucano bezeichnet, diesen Namen verdient sie aber nicht, da sie lange nicht die Festigkeit, Schieferigkeit und krystallinische Beschaffenheit des echten Verrucano besitzt. Dieses Grundconglomerat wird oft mehrere Meter mächtig.

Auf dem Porphyr liegt ein rother Sandstein, der unter dem Namen Grödner Sandstein bekannt ist und wegen seiner grossen Ähnlichkeit mit dem rothen Buntsandstein Süddeutschlands lange Zeit zur Trias gestellt worden ist, bis die Auffindung von Perm-Pflanzen[1] (*Voltzia*

[1] Gümbel, Vorläufige Mitth. über das Vorkommen der Flora von Fünfkirchen im sog. Grödner Sandstein Südtirols. Verh. geol. R.-A. 1877. S. 23.

hungarica Heer, *Baiera digitata* Heer, *Ullmannia Bronni* und *Geinitzi*) in demselben und eines palaeozoischen Kalksteines über demselben sein höheres Alter bewiesen haben. Diese Sandsteine gehen nach oben gewöhnlich in rothe und grüne sandige und glimmerreiche Letten und Mergel über, die oft verkohlte Pflanzenreste einschliessen und mit Gypslagen abwechseln, die z. Th. bedeutende Mächtigkeit erlangen. Dann folgt ein schwarzer, bituminöser, dünnbankiger Kalkstein, der *Bellerophon*-Kalk, der voll von Versteinerungen ist. Es sind darunter eine Reihe von palaeozoischen Genera vertreten als: *Fusulina*, *Endothyra*, *Aviculopecten*, *Bellerophon*, *Spirifer*, *Orthis*, *Productus*, *Streptorhynchus* etc., welche uns zwingen, diesen Kalk als palaeozoisch anzusehen. Es ist von besonderer Bedeutung, dass in diesem Kalk bereits eine echte *Gyroporella*[1] auftritt, die sich zwar von den triasischen Arten specifisch unterscheidet, aber doch zur Vorsicht mahnt, wenn man es nur mit specifisch unbestimmbaren derartigen Pflanzen zu thun hat, aus dem Vorhandensein des Genus allein schon auf triasisches Alter zu schliessen.

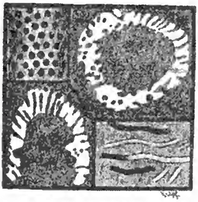


Fig. 4. *Gyroporella Bellerophontis* n. sp. Tangential-, Quer- und Medianschnitt in 30facher Vergrösserung. Rechts unten die Kalkröhrchen in nat. Grösse.

Es liegt sehr nahe, den *Bellerophon*-Kalk mit dem deutschen Zechstein oder wenigstens mit einem Theile desselben in Parallele zu stellen. Allerdings sind keine gemeinsamen Arten bis jetzt nachgewiesen worden, aber da die Zechsteinfauna überhaupt im Süden der Alpen noch nicht bekannt geworden ist und da ein breiter Landrücken das Zechstein-Meer von dem permischen der Alpen getrennt hat, so ist die Annahme wohl gestattet, die Verschiedenheit der Fauna sei auf solche der Facies zu schieben. Die Ähnlichkeit der gypsführenden Letten mit denen des mitteldeutschen Zechsteins ist ebenfalls eine auffallende. Auch mit dem Schwazer Dolomit könnte man versucht sein, einen Vergleich anzustellen. Da aber letzterer vom Buntsandstein discordant überlagert wird, so ist er wohl etwas älter als der *Bellerophon*-Kalk. Immerhin bleibt es beachtenswerth, dass bei Neumarkt im Etschthal nach den Angaben

[1] Ich nenne diese sich von den triasischen Arten durch ihre Kleinheit unterscheidende Art *Gyroporella Bellerophontis*. Sie besteht aus langen, ½—1 mm dicken, ungegliederten Röhrchen, die von einfachen, in Quincunx gestellten, etwas nach oben gerichteten Porencanälen durchsetzt werden, welche 2—3 μ dick sind. Bei Röhren von 70 μ Dicke sind die Wände 12—15 μ dick.

GÜMBEL's der *Bellerophon*-Kalk theilweise durch Dolomit vertreten wird, der ebenfalls Einsprengungen von Malachit aufweist. Bei Tregiovo fand VACEK[1] zwischen dem Porphyr und dem Grödner Sandstein bituminöse Schiefer mit *Walchia piniformis* und *filiciformis, Schizopteris digitata* und *Ullmannia frumentaria.* Eingelagert sind einzelne Kalkbänke mit Blei, Zink und Kupfererz. Er hält dieselben für einen tieferen Horizont als GÜMBEL's Ullmannien-Sandstein von Neumarkt.

In diesem Gebiete der Alpen liegen die Permsedimente stets auf den Schichtköpfen stark gefalteter älterer Schiefer. Die Auflagerungsfläche, die man besonders leicht in Südtirol beobachten kann, ist, von kleinen Rauhigkeiten abgesehen, auffallend eben und kann recht wohl als Abrasionsfläche bezeichnet werden.

3. Das Mesozoikum.

Auf der Nord- und Südseite des Profiles spielen die Gesteine dieser Abtheilung die Hauptrolle. Sie erreichen Mächtigkeiten bis zu 3000 m, und da sie auch reich an Versteinerungen zu sein pflegen, so ist selbst bei sehr verwickelten Lagerungsverhältnissen eine genaue Altersbestimmung in der Regel durchführbar. In diesen Gebieten ist deshalb auch eine sichere Auffassung der Tektonik am ehesten zu gewinnen.

A. Das Triassystem.

Eine eigenthümliche Schwierigkeit bereitet uns in diesem System die genaue Gleichstellung der einzelnen Unter-Abtheilungen der Südseite mit denen der Nordseite der Alpen, weil ihr unmittelbarer Zusammenhang durch die Centralkette unterbrochen ist und sich zugleich mancherlei Verschiedenheiten in petrographischer und faunistischer Beziehung auf beiden Seiten geltend machen.

Eine Gliederung der Trias in die drei Stufen des Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers, wie sie nördlich der Alpen besteht, ist in den Alpen nicht leicht durchführbar. Die ganz veränderten Verhältnisse, welche das alpine Triasmeer gegenüber dem nördlichen ausseralpinen Meere aufweist, hat eine zuverlässige Gleichstellung der vielen Stufen und Unterstufen, die man in beiden Gebieten unterschieden hat, bisher nicht gelingen lassen. Zugleich spielt in den Alpen eine vierte Stufe, das Rhät, welchem ausserhalb kaum eine ebenbürtige Bedeutung

[1] Verh. geol. R.-A. 1882. S. 42. Vorlage der geol. Karte des Nonsberges.

gegeben ist, eine so hervorragende Rolle, dass hier der Drei- die Viertheilung entschieden vorgezogen werden könnte.

Aber viel natürlicher erscheint es in den Alpen, die Trias in nur zwei Abtheilungen zu zerlegen, von der die untere ungefähr dem Buntsandstein und dem Muschelkalk, die obere dem Keuper und Rhät entspricht. Diese Eintheilung in eine untere und obere Trias ist petrographisch und faunistisch so auffällig ausgeprägt, dass sie sich fast unwillkürlich aufdrängt und wohl auch dann noch aufrecht erhalten zu werden verdiente, wenn es sich durch spätere Untersuchungen herausstellen sollte, dass der *Nodosus*-Horizont des ausseralpinen Muschelkalkes zeitlich in die obere Trias der Alpen fällt.

Die zwei Stufen der unteren Trias, der Buntsandstein und Muschelkalk, sind auf dem Profile als t_1 und t_2 bezeichnet. Die obere Trias habe ich in drei Stufen, die norische, karnische und rhätische eingetheilt, und als t_3, t_4 und t_5 bezeichnet.

a) Die untere Trias.

α. Die Stufe des Buntsandsteines (t_1).

Diese Stufe zeigt eine grosse Mannigfaltigkeit in ihrer faunistischen und petrographischen Entwickelung und ist dem entsprechend mit einer grossen Reihe von Namen belegt worden als: Werfener Schiefer, Seisser und Campiler Schichten, Guttensteiner und Reichenhaller Kalk, Myophorienschichten u. s. w.

Rothe Sandsteine, z. Th. ganz von der Art des bunten Sandsteines der Rhein- und Maingegend, kommen im Innthal vor. Nach Osten zu werden die glimmerreichen und schieferigen Abarten herrschend. Nach oben stellen sich kalkige Gesteine ein, entweder plötzlich und unvermittelt oder in allmählichen Übergängen oder wiederholten Wechsellagerungen. Es sind dunkle Kalksteine, hellfarbige bis graue Dolomite oder gelbe Rauhwacken und Mergel, häufig von Salzlagern begleitet. Im Süden sind die Schichten gerade zu unterst meist stark kalkig, nehmen erst in höheren Lagen Sandsteine und Conglomerate auf, gehen aber zuletzt in meist gelbliche und röthliche Kalke über.

Man hat verschiedentlich den Versuch gemacht, diese petrographischen Verschiedenheiten zur Gliederung zu verwerthen. So hat man im Norden den hangenden Kalk und Dolomit als Guttensteiner Kalk von den liegenden sandigen Schichten, als den Werfener Schiefern, abgetrennt; und im Süden hat Richthofen die kalkigen und grauen

Seisser von den röthlichen und glimmerreichen Campiler Schichten unterschieden. Man ging dabei zunächst von der Verschiedenheit in der Gesteinsbeschaffenheit aus, ohne Rücksicht auf eine damit vielleicht nicht zusammenfallende Verschiedenheit der Fauna. Die Folge davon war, dass man auch Glieder des Muschelkalkes mit in den Guttensteiner Kalk und in die Campiler Schichten einschloss, ja sogar gerade was zu allererst als Guttensteiner Kalk bezeichnet worden war, hat sich später als echter Muschelkalk erwiesen, so das Stur diesen Namen ganz aufzugeben erklärte, während Hauer ihn gleichwohl beibehielt.

Sieht man hingegen von der petrographischen Entwickelung ganz ab und fasst man nur die Versteinerungen nach ihrer horizontalen und vertikalen Verbreitung ins Auge, so bemerkt man sofort zwei merkwürdige Thatsachen: Erstens dass der Reichthum an Versteinerungen im Süden viel grösser ist als im Norden, obwohl auf beiden Seiten ziemlich dieselben Arten vorkommen. Da auch die sandigen Ablagerungen im Süden zurücktreten, so darf man daraus schliessen, dass der Einfluss des Landes, von dem aus die ungeheuern Sand- und Geröllmassen in das Triasmeer eingeschwemmt wurden, sich im Süden weniger fühlbar gemacht hat, und dass in Folge dessen dort das thierische Leben günstigere Bedingungen fand.

Zweitens ist unter den vorhandenen Versteinerungen die *Pseudomonotis Clarai* auf die unteren, *Myophoria costata* und *Naticella costata* auf die oberen Horizonte beschränkt. In Südtirol ist diese Thatsache durch die Untersuchungen von Richthofen, Benecke und Lepsius schon längst festgestellt. In den östlichen Nord-Alpen, wo das Vorkommen der *Pseudomonotis Clarai* schon vor 40 Jahren durch Hauer[1] bekannt geworden ist, scheint diese Art nach den Angaben von Stur und Bittner ebenfalls nur in tieferen Lagen und zwar zusammen mit *Myacites fassaensis* zu liegen, während *Myophoria costata, Naticella costata, Turbo rectecostatus, Posidonomya aurita* und *Ceratites cassianus* den höheren Lagen der Werfener Schichten eigenthümlich sind. Am Stanser Joch hat Pichler[2] 1875 in Werfener Schiefern (wahrscheinlich oberster Horizont) die *Myophoria costata* und *Natica Gaillardoti* gefunden. Aber auch die hangenden mächtigen Kalke des Karwendels führen *Myophoria costata, Myacites fassaensis, Naticella costata* und *Natica stanensis*. Nach Bittner[3]

[1] Fr. von Hauer, Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrb. d. geol. R.-A. 1853. S. 715.

[2] N. Jahrb. f. Min. etc. 1875. S. 265.

[3] Verhandl. geol. R.-A. 1886. S. 387 u. 445.

schliessen die Kalke im Hangenden des Werfener Schiefer in Österreich ebenfalls *Naticella costata* und *Turbo rectecostatus*, sowie noch glatte Myophorien und eine *Myophoria* cf. *costata* ein. Aus ähnlichen Kalksteinen erhielt Mojsisovics[1] eine „*Myophoria* ähnlich der *Myophoria costata*, aber specifisch wohl von derselben gut unterschieden". Neuerdings zeigt auch Gümbel[2] aus den Berchtesgadener Alpen in den oberen Horizonten der Werfener Schichten Kalkbänke an mit *Myophoria costata*, *vulgaris*, *laevigata*, *ovata*, *Gervillia Alberti*, *Pecten discites*, *inaequistriatus*, *Holopella gracilior* und *Turbo rectecostatus*.

Die Fauna mit der *Myophoria costata* ist also sowohl in den hangenden Kalken als auch in den oberen sandigen Werfener Schiefern zu Hause und sie bilden zusammengenommen einen einzigen stratigraphischen Horizont, der auf den tieferen der *Pseudomonotis Clarai* folgt. Letzterer besteht im Norden aus sandigen und im Süden aus kalkig-mergeligen Gesteinen. In beiden Horizonten wechselt also der

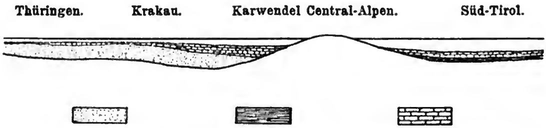


Fig. 6. Schematischer Querschnitt durch das Buntsandsteinmeer und seine Sedimente von Norden nach Süden.

Gesteinscharakter sehr leicht und erweist sich auch in diesem Falle als ein ganz unzuverlässiges stratigraphisches Moment. Auf die Beziehungen des Myophorienhorizontes zu dem „Myophorienkalk" Krakau's habe ich schon früher, wegen des in beiden so häufigen Auftretens der *Natica stanensis*, hingewiesen[3]. Auch der ausseralpine Röth mit der *Myophoria costata*, *laevigata*, *Modiola triqueter* und *Natica Gaillardoti* weist dieselbe Fauna auf, wennschon dieselbe die *Naticella costata*, *Natica stanensis* und den *Turbo rectecostatus* vermissen lässt.

Die *Pseudomonotis Clarai* fehlt allerdings ausserhalb der Alpen und in den tiroler und vorarlberger Kalkalpen gänzlich, statt dessen tritt eine mächtige Ablagerung rothen Sandsteins auf, die der marinen Über-

[1] Jahrb. geol. R.-A. 1869. S. 94 u. 445.
[2] Geologie Bayerns. Bd. II. S. 218 (1892).
[3] Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. A.-V. 1888. Das Karwendelgebirge S. 17.

reste entbehrt und wahrscheinlich als Küstenfacies ein Aequivalent des *Clarai*-Horizontes ist.

α1. Die Clarai-Schichten.

Die Fauna ist sehr arm und besteht fast ausschliesslich aus schlecht erhaltenen Bivalven, von denen bis jetzt erst zwei Arten sicher bestimmt worden sind: *Pseudomonotis Clarai* und *Pleuromya (Myacites) fassaensis.* Ihre Mächtigkeit beträgt nach LEPSIUS westlich der Etsch 50—60 m, östlich steigt sie wohl bis 200 m. In den steierischen und österreichischen Alpen sind sie noch nicht genügend untersucht. Die versteinerungsleeren rothen Sandsteine in Tirol schwanken in ihrer Stärke zwischen 300 und 500 m, sind also erheblich mächtiger, was auch durch die Natur ihrer Entstehung gefordert wird.

α2. Die Myophorien-Schichten ($t_{1\mu}$).

Die hauptsächlichsten Fossilien dieses Horizontes sind: *Ceratites cassianus*, *Holopella gracilior*, *Turbo rectecostatus*, *Natica Gaillardoti*, *stanensis*, *Naticella costata*, *Pleuromya fassaensis*, *Myophoria costata*, *vulgaris*, *elongata*, *laevigata*, *Gervillia mytiloides*, *costata*, *socialis*, *Modiola triqueter*, *Posidonomya aurita*, *Pecten Fuchsi*, *Lingula tenuissima*.

Die Mächtigkeit beträgt bei Würzburg (Röth) 16—26 m, in Thüringen 60—80, in Schlesien 12, bei Krakau (Myophorien-Kalk) 10, in Südtirol westlich der Etsch („oberes Röth" nach LEPSIUS) 70—200 m, östlich der Etsch (Campiler Sch.) 30—70, im Karwendel bis 500 m.

Die ganz erheblichen Schwankungen in der Mächtigkeit sind wohl berechtigt, das Bedenken wachzurufen, ob denn wirklich die 500 m starken Schichten des Karwendels ausschliesslich nur Aequivalente des 10—80 m mächtigen Röthes seien, oder ob nicht vielleicht die Myophorien-Fauna der Alpen erst später in das ausseralpine Meer eingewandert sei. Mit Sicherheit wird sich dies einstweilen noch nicht entscheiden lassen; wenn man aber Fig. 5 betrachtet, so können die Schwankungen der Mächtigkeit sehr wohl aus den Unebenheiten des Meeresbodens erklärt werden, die durch jene allmählich ausgeglichen wurden, so dass die nachfolgenden Sedimente einen viel gleichmässigeren Boden vorfanden, auf den die Gleichartigkeit des Muschelkalkes auch entschieden hinweist.

Den Namen „Myophorien-Schichten" habe ich 1888 für die Kalke mit *Myophoria costata* des Karwendelgebirges gegeben, damals aber die

rothen sandigen Schiefer mit derselben *Myophoria* noch nicht, wie ich es jetzt thue, darin eingeschlossen. FRAAS[1] hat den Namen dann 1892 auch auf die oberen Werfener Schichten der Südalpen ausgedehnt und ich schliesse mich ihm hierin an. BITTNER[2] hat von Neuem gegen die Anwendung dieser Bezeichnung Protest eingelegt, aber in einer Form, die einer wissenschaftlichen Zeitschrift nicht zum Schmucke gereicht. Sachlich ist der Protest vollkommen unbegründet, weil er sich auf die ganz unrichtige und geradezu unverständliche Behauptung stützt, LEPSIUS habe den Namen „Myophorien-Schichten" schon früher anderweitig verwendet. Das ist nicht wahr; das Wort kommt bei LEPSIUS nicht einmal vor, und wo er von einer „Myophorienbank" seines „oberen Röthes" spricht, gebraucht er dieses Wort nicht im stratigraphischen, sondern nur im petrographischen Sinn. In stratigraphischem Sinne war diese Bezeichnung schon lange vorher von HOHENEGGER[3] auf Kalksteine bei Krakau angewendet worden, welche mit den Myophorien-Schichten des Kar-

[1] Scenerie der Alpen. 1892. S. 117.

[2] Verh. geol. R.-A. 1892. S. 399. Es ist bemerkenswerth, dass jedesmal, wenn BITTNER im Unrecht ist, er sich dadurch ins Recht zu setzen sucht, dass er zwischen den Zeilen seines wissenschaftlichen Gegners liest und denselben dort grosse Thorheiten sagen lässt, über die er dann mit der Miene des sittlich Entrüsteten herfällt. Er bezweckt damit, die Aufmerksamkeit des Lesers von dem eigentlichen Gegenstand abzulenken.

Einen solchen Kniff hat er auch seiner Zeit angewandt, als ich ihn darauf aufmerksam gemacht hatte, dass die liasischen Leptaenen mit unpunktirter Schale nicht zu *Koninckina*, welcher Area- und Deltidialspalte fehlen, gestellt werden können. Er schob mir ganz fremde Motive und Behauptungen unter, gegen die öffentlich Verwahrung einzulegen ich mich bisher um so weniger veranlasst sah, als BITTNER mir gleich nachher Gelegenheit gab, ihn mündlich über seinen Irrthum aufzuklären und ihm meine Geringschätzung seines Verfahrens auszudrücken. Trotzdem nun kommt BITTNER neuerdings (Jahrb. geol. R.-A. Bd. 43. S. 138), und zwar ohne jede Veranlassung meinerseits, auf diesen Gegenstand zurück und wiederholt jene angeblich von mir gemachten Behauptungen, verschweigt aber durchaus, dass ich ihm fünf Jahre vorher bestimmt erklärt hatte, dass diese Behauptungen weder in meinen Worten ausgedrückt seien, noch auch ausgedrückt sein wollten. Ein solches Verfahren, wie es BITTNER sich erlaubt, ist unehrenhaft und ungeschickt, denn Niemand kann es entgehen, dass BITTNER damit nur seinen Rückzug decken will, den er jetzt zu nehmen gezwungen ist, indem er selber zugeben muss, dass die fraglichen Lias-Leptaenen nicht zu *Koninckina* gestellt werden dürfen, solange man an der ursprünglichen Diagnose dieser Gattung festhält.

[3] Geognostische Karte des ehemaligen Gebietes von Krakau. Abh. Akad. Wiss. Wien. 1866.

wendels altersgleich sind. Ich habe das von HAUER adoptirte Wort nur so weit verändert, dass es auch auf andere Gesteine als Kalksteine bezogen werden kann.

Wenn BITTNER meint, dass auch dem 1869 von MOJSISOVICS eingeführten Namen „Reichenhaller Kalk" die Priorität zukomme, so übersieht er wohl, dass bis zum Jahre 1888 mit diesem Wort kein palaeontologisch fixirter Horizont bezeichnet worden ist. MOJSISOVICS [1] hat 1869 keine einzige Species daraus angegeben, ausser einer gerippten *Myophoria*, von der er aber ausdrücklich angibt, dass sie von der *Myophoria costata* verschieden sei. Auch BITTNER [2] kam in seiner Mittheilung 1886 in dieser Hinsicht zu keinem greifbaren Ergebniss.

β. Die Stufe des Muschelkalkes (t_2).

Die Faciesverschiedenheiten haben hier keinen so deutlichen petrographischen Ausdruck erhalten als in der vorhergehenden Stufe. Auffallend tritt nur hervor, dass der herrschende Kalkstein öfters theilweise oder auch gänzlich durch Dolomit ersetzt wird, für den in Südtirol sich der von RICHTHOFEN gewählte Name Mendola-Dolomit eingebürgert hat.

Nach der vertikalen Verbreitung seiner Versteinerungen lässt sich der Muschelkalk im Karwendel in 3 Stufen eintheilen. Es sind von oben nach unten:

3. Der Ammoniten-Horizont mit *Spirigera trigonella, Terebratula vulgaris, Pleuronautilus Pichleri, Orthoceras campanile, Monophyllites sphaerophyllus* und *Ptychites flexuosus.*
2. Der Brachiopoden-Horizont mit *Entrochus dubius, gracilis, silesiacus,* cf. *liliiformis, Cidaris lanceolata, transversa, Spiriferina fragilis, hirsuta* und *Mentzeli, Spirigera trigonella, Rhynchonella decurtata, Terebratula vulgaris, Waldheimia angusta, Pecten discites* und *inaequistriatus.*
1. Gasteropoden-Horizont mit *Gyroporella pauciforata, Entrochus gracilis, Myophoria orbicularis, Natica gregaria* und *Holopella gracilior.*

Bei Reutte scheint Horizont 1 zu fehlen, an seine Stelle tritt eine mächtige Dolomitlage. Horizont 2 und 3 sind vorhanden und die

[1] Jahrb. geol. R.-A. 1869. S. 94.
[2] Verh. geol. R.-A. 1886. S. 445 u. 387.

Ammoniten auf 3 beschränkt, während die Brachiopoden alle[1] aus 2 in 3 heraufgehen.

In Süd-Tirol hat Mojsisovics 1879, eigene und Arbeiten anderer Forscher zusammenfassend, eine Eintheilung in zwei Stufen durchgeführt, von denen die untere den Horizonten 1 und 2 des Karwendels, die obere dem Horizont 3 entspricht.

Obwohl an vielen Stellen die Armuth an Versteinerungen zu gross ist, um diese Abtheilungen erkennen zu können, so gewinnt man doch den Eindruck einer recht gleichartigen Entwickelung des Muschelkalkes im Süden wie im Norden der Alpen.

Sehr viel schwieriger ist es, den alpinen Muschelkalk zu dem ausseralpinen Deutschlands in Beziehung zu bringen, da zwischen beiden erhebliche petrographische und faunistische Verschiedenheiten bestehen. Die Drei-Gliederung des deutschen Muschelkalkes durch die Einschaltung einer mächtigen Salz- und Gypsstufe fehlt in den Alpen ganz, hat aber auch in Deutschland wegen der Armuth an Versteinerungen des sog. mittleren Muschelkalkes keine faunistische Bedeutung. Vergleicht man die Versteinerungen und hält man sich dabei nur an die Cephalopoden, so findet man keine einzige den Alpen und Deutschland gemeinsame Art und könnte nach diesem Ergebniss leicht auf vollständige Altersverschiedenheit schliessen, wenn dies nicht durch die übrigen Fossilien ausgeschlossen wäre. Unter den Brachiopoden gibt es einige, die nur im Alpengebiet zu Hause sind, während andere, wie *Terebratula vulgaris*, *Spiriferina fragilis*, *hirsuta* und *Mentzeli*, im ganzen ausseralpinen und alpinen Muschelkalk angetroffen werden. Einige Arten allerdings, insbesondere die *Spirigera trigonella*, sind zwar über das ganze alpine Gebiet ausgebreitet, treten aber im ausseralpinen Meere nur vereinzelt oder auf enge Bezirke beschränkt auf, wobei gerade die wichtige *Spirigera trigonella* nur im unteren Muschelkalk vorzukommen scheint. Einige haben hieraus geschlossen, dass der ganze alpine Muschelkalk nur das Alter des deutschen unteren Muschelkalkes haben könne, während andere dieses Vorkommen als Folge zeitlich beschränkter Einwanderung alpiner Formen in das ausseralpine Gebiet auffassen, wonach dasselbe dann jede Beweiskraft für die andere Annahme verliert. Anhänger der letzteren haben jedenfalls die Pflicht nachzuweisen, dass in der oberen alpinen Trias Horizonte mit Versteinerungen vorkommen,

[1] In meiner Monographie der Vilser Alpen 1886 gab ich S. 14 an, dass *Rhynchonella decurtata* im Ammonitenhorizont fehle, spätere Aufsammlungen von C. Schwager haben dieselbe darin nachgewiesen.

die für den oberen ausseralpinen Muschelkalk oder wenigstens für dessen *Nodosus*- und *Semipartitus*-Horizont charakteristisch sind. Solange sie dies nicht können, wird die Gleichstellung der Cassianer Schichten und des Wettersteinkalkes mit oberem Muschelkalk nur eine Hypothese[1] sein, der gegenüber man mit gleichem Recht die andere aufrecht erhalten kann, dass der obere ausseralpine Muschelkalk nur eine andere Facies des oberen alpinen Muschelkalkes sei. Auch heute noch, nach 28 Jahren, muss man die Worte Eck's[2] unterschreiben: „dass die eine Ansicht ebensowohl richtig sein kann, wie die andere, und erst die Auffindung eines für den oberen Muschelkalk bezeichnenden Ammoniten in den Gesteinen der alpinen Triasformation der einen von beiden eine ausschliessliche Berechtigung zuerkennen wird." Wenn Skuphos die Partnachschichten wegen ihrer petrographischen Ähnlichkeit zum Muschelkalk stellt, so überschätzt er. die Beweiskraft dieser Ähnlichkeit bedeutend. Auch durch den von ihm gemachten, äussert interessanten Fund von Nothosauriden in den Partnachschichten lässt sich diese Einreihung nicht stützen, weil auch das Bonebed von Crailsheim mit seinen vielen *Nothosaurus*-Resten über dem *Semipartitus*-Horizont liegt[3].

b) Die obere Trias.

Die Eintheilung der oberen Trias in die drei Stufen, die norische, karnische und rhätische, ist zuerst von Mojsisovics versucht, in der Folge aber sowohl von ihm als auch von anderen Forschern mehrfach verändert worden. Die Einordnung der in den verschiedenen Theilen der Ostalpen unterschiedenen und oft nur auf diese Theile beschränkten Schichten in das Schema ist sehr verschieden ausgefallen. Die von mir hier durchgeführte bedarf deshalb einer eingehenden Begründung. Ich schicke derselben das Schema in tabellarischer Anordnung voraus, obwohl die in Folge der wechselnden Faciesausbildung sehr verwickelten Verhältnisse darin nicht vollkommen zum Ausdruck zu bringen sind.

---

[1] Schon 1850 ist dieselbe von Hauer (Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Bd. 4. S. 274) aufgestellt worden, der damals die Schichten mit den *Ammonites Aon* und *Jarbas* als oberen Muschelkalk bezeichnete, später aber diese Parallelisirung wieder aufgab.

[2] Über die Formationen des Bunten Sandsteines und des Muschelkalkes in Oberschlesien. Berlin 1865.

[3] S. Eb. Fraas, Begleitworte z. geogn. Specialkarte von Württemberg. Atlasblatt Kirchberg. 1892.

		Mergel- und Sandstein-Facies.	Kalk- und Dolomit-Facies.
Obere Trias.	Rhaetikum.	Kössener Schichten, Plattenkalk.	Dachsteinkalk.
			Hauptdolomit.
	Karnikum.	Torer Schichten.	Rauhwacke und Dolomit.
		Raibler Schichten.	
	Norikum.	Cassianer-, Partnach-Schichten, Gösslinger Kalk, Haller Schichten, Wengener Schichten (Tuff-Facies).	Wettersteinkalk, Hallstätter Kalk, Esinokalk, Schlerndolomit, Erzführender Dolomit von Raibl.

γ. Die Partnachschichten.

Der Name wurde 1858 von Gümbel für Gesteine gegeben, die sich von Osten nach Westen durch die bayerischen, nordtiroler und vorarlberger Alpen in ihrer ganzen Längserstreckung nachweisen liessen. Es sind vorwiegend Mergel, denen Gümbel aber auch die pflanzenführenden Sandsteine bei Partenkirchen und von Weissenbach bei Reutte zuzählte. Diese Schichten liegen stets auf Muschelkalk und wurden auf Grund ihrer Versteinerungen 1861 von Gümbel[1] mit der deutschen Lettenkohle identificirt, und er wies auch auf die Identität mit den Cassianer Schichten wegen der gleichen Lagerungsverhältnisse hin, obwohl dieselbe damals „durch Versteinerungen keine Bestätigung" fand. Später (1872) bemerkte aber Emmerich, dass die pflanzenführenden Sandsteine des Ferchenbaches bei Partenkirchen nicht zu den Partnachschichten gehören und eher zu den Raibler Schichten zu stellen sind. Dieselbe Ansicht vertrat 1888 Wöhrmann[2] mit Bezug auf alle einbezogenen Sandsteine. 1890 habe ich mich von der Richtigkeit dieser Auffassung für Weissenbach, 1891 für den Ferchenbach und Klais überzeugt. 1892 endlich hat Skuphos[3] das Verhältniss der unteren und oberen *Cardita*-Schichten zu einander und die Verwechselungen, die mit den-

[1] Geognost. Beschreibung des bayer. Alpengeb. 1861. S. 220.

[2] Die Fauna der sog. *Cardita*- und Raibler Schichten in den nordtiroler und bayer. Alpen. Jahrb. geol. R.-A. 1889. S. 181.

[3] Die stratigraphische Stellung der Partnach- und der sog. *Cardita*-Schichten in den nordtiroler und bayer. Alpen. 1892. Geognost. Jahreshefte des bayer. Oberbergamtes. 4. Jahrg.

selben vorgekommen waren, in sehr eingehender und gründlicher Weise beleuchtet und kam dabei zu demselben Ergebniss. Schenk[1] hat die Pflanzen von Weissenbach[2] als *Pterophyllum Jaegeri* und *Equisetum arenaceum*, Stur das *Pterophyllum longifolium* Gümbel's aus den Partnachsandsteinen als eine neue Art, *Pterophyllum Gümbeli*, bezeichnet. Damit fiel dann auch die palaeontologische Begründung der Gleichstellung der Sandsteine mit der Lettenkohle weg. Echte Cassianer Versteinerungen hat Beyrich[3] als erster aus diesem Gebiet beschrieben aus Gesteinen bei Vils, die denen der Partnachschichten ähnlich sind, von ihm aber als Einlagerungen im Wettersteinkalk und deshalb als jünger wie Partnachschichten aufgefasst wurden. Ich[4] habe 1886 gezeigt, dass dieselben wirklich unter dem Wettersteinkalk und über dem Muschelkalk liegen und genau die Stellung der Partnachschichten einnehmen, damals aber diese Gesteine direct als Cassianer Schichten bezeichnet, erstens weil ich darin die so bezeichnende *Koninckina Leonhardi* gefunden hatte, die bis dahin aus den Nord-Alpen unbekannt geblieben war, zweitens weil die Partnachschichten, in der Gümbel'schen Fassung, petrographisch und faunistisch denselben viel fremder gegenüberstehen als die echten Cassianer Schichten.

Seitdem hat sich dieses Verhältniss allerdings wesentlich geändert, weil die Sandsteine ganz in Wegfall kamen und in den den Partnachschichten allein nur verbleibenden Kalken und Mergeln ebenfalls echte Cassianer Versteinerungen an zahlreichen Punkten aufgefunden worden sind, nämlich im Wettersteingebirge, Karwendel und am Wendelstein. Die Fauna ist im Allgemeinen eine arme, aber es sind unter 44 Arten doch $\frac{5}{8}$ Cassianer, bloss 3 Muschelkalk-Arten und nur $\frac{1}{8}$ den Partnachschichten eigenthümlich[5]. Endlich hat sich die Cassianer Fauna auch in den österreichischen und steierschen Nord-Alpen auffinden lassen, wo sie bisher kaum beachtet worden ist[6]. Sie liegt in den Gösslinger Kalken oder dem Wengener Schiefer Stur's und in den oberen Reiflinger Kalken Bittner's. Es kann über die Gleichalterigkeit der Partnachschichten mit den Cassianer Schichten kaum mehr

[1] Pichler, *Cardita*-Sch. Jahrb. geol. R.-A. 1866. S. 73.

[2] Ein richtiges Profil dieser Stelle hat schon 1862 Richthofen (Abh. geol. R.-A.) gegeben, wonach die Sandsteine zwischen dem Hauptdolomit und dem Wetterstein-Kalk liegen.

[3] Monatsber. Akad. Wiss. Berlin. 1862. S. 27.

[4] Palaeontographica. 1886. Bd. XXXIII.

[5] Skuphos, l. c. S. 48.

[6] Stur, Steyermark, 1871, und Bittner, Verh. R.-A. 1892. S. 301.

ein Zweifel bestehen und höchstens darüber Meinungsverschiedenheit herrschen, ob man den jüngeren Namen „Partnachschichten“ nicht doch noch aufrecht erhalten soll wegen der, wenn auch nicht sehr erheblichen faunistischen und petrographischen Verschiedenheiten des Nordens und Südens.

Die untere Grenze gegen den Muschelkalk im Partnachthal selbst hat Gümbel[1] neuerdings in der Weise festgelegt, dass er die hornsteinreichen dunklen Kalkbänke, die unmittelbar auf den Bänken mit *Terebratula vulgaris* liegen und die der Fundort, der 1863 durch Schafhäutl entdeckten *Halobia parthanensis* sind, noch zum Muschelkalk stellt. Es bleiben danach für die Partnachschichten nur noch die schwarzen Mergel mit den ihnen eingelagerten Kalkbänken in einer Mächtigkeit von etwa 200 m übrig, deren ziemlich arme Fauna hier aus: *Koninckina Leonhardi*, *Terebratula Ramsaueri*, *Rhynchonella lingulifera* und *faucensis*, *Halobia Lommeli* und *rugosa* besteht.

Für diese Abtrennung der eigentlichen *Parthanensis*-Kalke von den Partnachschichten spricht der Umstand, dass Skuphos darin mit der *Halobia parthanensis* zusammen die *Rhynchonella trinodosi* var. *minor* fand, welche eine Muschelkalkform ist. Auch in den Vilser Alpen dürften die *Parthanensis*-Kalke eine ähnliche Stellung einnehmen. 1884 fand ich auf dem Gernjochberg über Bänken mit *Terebratula vulgaris* ein Bruchstück der *Halobia parthanensis*, das ich 1886 irrthümlich als *Lima* cf. *striata* anführte. Die mit *Koninckina Leonhardi* erfüllten Bänke liegen dort aber im Hangenden, so dass man ganz leicht die Halobien-Bank zum Muschelkalk rechnen könnte, an den sie sich petrographisch auch vollkommen anschliesst.

δ. Die Buchensteiner Schichten.

In Südtirol liegen die Cassianer Schichten in der Regel nicht unmittelbar auf dem Muschelkalk, sondern stellenweise schieben sich mächtige Wengener Tuffe, fast immer aber an Hornsteinknollen reiche, von Richthofen[2] so benannte Buchensteiner Kalke, ein. Diese 25—40 m mächtigen Kalkmassen sind meist so arm an Versteinerungen, und wo solche vorkommen, sind sie gewöhnlich so schlecht erhalten, dass man zum Nachweise dieses Horizontes zumeist auf die petrographische Entwickelung sich stützen muss. Unter diesen Umständen bleibt es aber sehr zweifelhaft, ob alles, was man als Buchensteiner Kalk beschrieben

[1] Geologie von Bayern. I. 1888. S. 677 u. II. 1892. S. 143.

[2] Geognost. Beschreibung von Süd-Tirol. 1860.

hat, wirklich ein und demselben palaeontologischen Horizonte angehört. Richthofen kannte daraus nur *Halobia Lommeli* und *Ammonites globosus*, die sich aber später in zwei neue Halobien-Arten (*H. Taramelli* und *elongata*) und eine Reihe von neuen *Arcestes*-Arten umgewandelt haben. Mojsisovics hat sich besondere Verdienste um die Fauna dieses Horizontes, den er als die Zone des *Trachyceras Reitzi* bezeichnet, erworben. Unter 21 Arten zählen die bereits erwähnten 2 *Halobia*-Arten und *Spiriferina Mentzeli*, die entschieden auf Muschelkalk hinweist, mit. Der Rest sind Ammoniten. Darunter sind 6, die Muschelkalkformen so ähnlich werden, dass man an ihrer specifischen Selbstständigkeit zweifeln kann. Es sind *Ceratites hungaricus* (cf. *elegans*), *C. Hantkeni* (cf. *brambanus*), *Trachyceras recubariense* (cf. *Ottonis*), *Arcestes trompianus* (cf. *extralabiatus*), *Monophyllites wengensis* (cf. *sphaerophyllus*) und *Ptychites angusto-umbilicatus* (cf. *acutus*). Nur eine Art hat entschieden obertriasischen Typus: *Trachyceras margaritosum*, aber dieser einen stehen 6 Muschelkalktypen gegenüber. *Megaphyllites oenipontanus* ist wohl gleich *Jarbas*, aber es bleibt ungewiss, ob die zwei aus den Alpen bekannten Stücke wirklich aus dem Buchensteiner Horizont stammen. Die übrigen 10, oder, da 3 derselben wegen der dürftigen Erhaltung kaum als gleichwerthige Arten gelten können, die 7 Arten würden dann als für diesen Horizont eigenthümlich zu gelten haben.

Deshalb scheint es mir viel berechtigter zu sein, wenn man, wie dies auch Gümbel neuerdings bereits gethan hat, den Buchensteiner Kalk noch zur unteren Trias zieht als ein oberstes Glied des alpinen Muschelkalkes und wir hätten dann in ihm ein Glied, das man am ehesten mit dem ausseralpinen *Nodosus*-Horizont in Parallele stellen könnte. Freilich scheint es in den Nord-Alpen ganz zu fehlen, aber wenn man mit Gümbel die *Parthanensis*-Kalke noch zum Muschelkalk rechnet, so hätte man in ihnen ein nach Lagerung und Gesteinsbeschaffenheit sehr ähnliches Glied. Jedenfalls lohnt es der Mühe, diesen Beziehungen weiterhin nachzuforschen. Einstweilen stelle ich diesen Horizont in die untere Trias.

ε. Die Wengener Schichten.

Auch diese Schichten sind in erster Linie auf Gesteinseigenthümlichkeiten, nämlich die Entwickelung submariner vulkanischer Tuffe, gegründet worden. Ihre Fauna hat sich als sehr arm herausgestellt, wenn schon einige Arten stellenweise in ungezählten Mengen vorkommen.

Wengener Versteinerungen.	Muschelkalk	Cassianer Schichten	Raibler Schichten
Cidaris dorsata	.	—	—
„ *Roemeri*	.	—	—
Posidonomya wengensis	.	—	—
Halobia Lommeli	.	—	—
Trachyceras Archelaus	.	.	.
„ *furcatum*	.	—	.
„ *Gredleri*	.	.	.
„ *Richthofeni*	.	.	.
Lecanites glaucus	.	—	.
Nannites fugax	.	.	.
Monophyllites wengensis	—	.	.
Orthoceras campanile	—	.	.

Von einer eigenen Wengener Fauna kann man unter diesen Umständen kaum sprechen, da auch für die 4 in der Tabelle aus Muschelkalk, Cassianer und Raibler Schichten nicht bekannten Arten es doch noch keineswegs feststeht, dass sie nur in den Wengener Schichten vorkommen. Es hat nun aber insbesondere Stur, indem er das Vorkommen der *Halobia Lommeli* als besonders charakteristisch für die Wengener Schichten ansah, den Begriff derselben in einer unberechtigten und, wie mir scheint, für die Alpen-Geologie verhängnissvollen Weise ausgedehnt. Alle Schichten, in denen zwar die Cassianer Fauna vorkommt, aber in ärmerer Weise als wie bei St. Cassian selbst entwickelt ist, wurden nach Stur's Vorgang für Wengener Schichten erklärt, die man jedoch für älter als die Cassianer Schichten nahm. Auf diese Weise erschienen plötzlich die Partnachschichten, der Gösslinger Kalk, die Fischschiefer von Raibl, die Schichten von Kaltwasser und vieles andere als Wengener Schichten, die schliesslich fast überall im Gebiete des Triasmeeres nachgewiesen waren, während merkwürdigerweise die angeblich jüngere Cassianer Fauna mit ihren Hunderten von Arten auf das enge Gebiet des Ennebergischen beschränkt und dem Faunisten in dieser Beschränkung ein unlösbares Räthsel blieb. Der Nachweis von echten Cassianer Arten, die den Wengener Schichten im Süden ganz fremd sind, in den Partnachschichten hat das Unrichtige der Stur'schen Auffassung klargelegt. Im Nachfolgenden werde ich die „Wengener Schichten“ in dem Sinne auffassen, dass mit ihnen die petrographisch eigenthümlichen Platten und Schiefer und die Tuffe gemeint sind, deren Vorkommen

durchaus an die Eruptionsgebiete der Melaphyre und Augitporphyrite gebunden ist und deren Versteinerungen in der Hauptsache eine verarmte Cassianer Fauna darstellen. Auf diese Weise ist ihr Verbreitungsgebiet ziemlich scharf umgrenzt, sie enden nach aussen, indem sie sich theils langsam auskeilen, theils plötzlich und unerwartet verschwinden. Ausserhalb derselben liegen entweder Schlerndolomit oder Cassianer Schichten unmittelbar auf dem Muschelkalk und ziehen sich von dort auch in das Gebiet der Wengener Schichten herein, indem sie sich über dieselben ausbreiten.

Die Mächtigkeit der Wengener Schichten beträgt zumeist 2—300 m, steigt aber da auch bis 700 m, wo gerade Laven und Tuffe sich zu besonders hohen Massen angehäuft haben.

ζ. Die Cassianer Schichten.

Nimmt man als Ausgangspunkt St. Cassian selbst, so liegen dort die Mergel und Kalke mit der Cassianer Fauna in einer Mächtigkeit von mehreren 100 m ziemlich scharf getrennt von den liegenden Wengener Tuffschichten und dem hangenden Schlerndolomit. Anderwärts ist diese Abgrenzung aber nicht immer so deutlich durch die Gesteinsbeschaffenheit zum Ausdruck gebracht und führt dann diejenigen in die Irre, welche sich durch die Augenscheinlichkeit der letzteren verblüffen lassen.

Häufig stellen sich in dem hangendsten Theile der Melaphyr-Tuffe einzelne Kalkknauern ein, die oft zu grossen Linsen anschwellen oder auch zu unregelmässigen Bänken sich zusammenschliessen. Sie sind Cipitkalke genannt worden und enthalten bereits die echte Cassianer Fauna. Rechnet man sie noch zu den Wengener Schichten, so erhält deren Fauna allerdings einen erheblichen Zuwachs, aber nur von Cassianer Arten; zählt man sie umgekehrt schon zu den Cassianer Schichten, so bleibt die Wengener Fauna artenarm. An sich ist es einerlei, was man thut, so lange man nicht vergisst, dass die Wengener und Cassianer Fauna zusammengehört und hier nur ein Facieswechsel vorliegt. Stellt man jedoch, wie es Mojsisovics gethan hat, die eine in die norische, die andere in die karnische Stufe, dann erhält der Vorgang grosse Wichtigkeit. Der Beneficiat Clara hat seiner Zeit aus diesen Cipitkalken der Seisser Alp eine Fauna von über 20 Arten zusammengebracht. Emmrich[1] theilte davon 1844 folgende Arten mit:

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1844. S. 791.

Cidaris baculifera,
„ *Buchi,*
„ *decorata,*
„ *flexuosa,*
„ *Roemeri,*
„ *trigona,*
Entrochus varians,
„ *granulosus,*
„ *liliiformis,*
Korallen, wenige aber charakteristische Cassianer-Arten.
Rhynchonella subacuta,
Rhynchonella semiplecta,
Spirigera sufflata,
„ *quinquecostata,*
Koninckina Leonhardi,
Cardita crenata,
Nucula strigillata,
„ *lineata,*
Naticella,
Pleurotomaria etc. in Menge,
Orthoceras elegans.
Einige andere Cephalopoden.
Ichthyodorulithen.

Merkwürdigerweise erwähnt MOJSISOVICS[1] 1879 diese Arten nicht, sondern spricht nur im Allgemeinen von dem Vorkommen von Cidariten, Crinoiden, Brachiopoden, Pelecypoden, Gasteropoden, Cephalopoden und Korallen, die noch nicht näher untersucht seien. Ausdrücklich genannt werden von ihm nur: *Posidonomya wengensis, Daonella Lommeli, Pachycardia rugosa* und *Trachyceras Gredleri.*

Ich habe in Gemeinschaft mit Dr. EB. FRAAS und VON WÖHRMANN in den hangendsten Theilen dieser Schichten unter dem Schlerndolomit und oberhalb des neuen Schlernreitweges in den miteinander wechsellagernden Mergeln, Kalksteinen, sandigen und tuffigen Bänken folgende Versteinerungen gefunden.

Sphaerocodium Bornemanni ROTHPL.,
Leiofungia Orbignyana KLIPST.,
Isastraea splendida LAUBE,
Rhabdophyllia recondita LAUBE,
Cidaris dorsata MÜNSTER,
Terebratula cassiana BITTN.,
Spirigera Wissmanni MÜNSTER,
Spirigera indistincta BEYR.,
Halobia Lommeli WISSM. (in den tuffigen Lagen),
Avicula cf. *Hallensis* WÖHRM.,
Purpurina pleurotomaria MÜNSTER,
Arcestes sp.

Das ist unzweifelhaft eine Cassianer Fauna und RICHTHOFEN behält vollkommen Recht darin, dass er die oberen Lagen der Seisser Alp als Cassianer Schichten aufgefasst hat, nur hätte er die Eintragung auf seiner Karte noch weiter ausdehnen dürfen.

Wenn wir unser Augenmerk auf solche Gegenden richten, wo die Wengener Tuffschichten ganz fehlen, also keine submarinen Eruptionen stattgefunden haben, so fällt uns auf, dass die Cassianer Mergel und Kalke, d. h. die zwischen dem Muschelkalk und dem Schlerndolomit oder dessen Aequivalenten liegenden Schichten im Allgemeinen sehr viel ärmer an Versteinerungen sind als im Bereiche der Eruptionen. Nirgends

[1] Die Dolomit-Riffe. 1879. S. 57, 155.

in den Alpen hat ein Fundort so viele Arten und Individuen geliefert als St. Cassian. Wir dürfen daraus schliessen, dass der Tuffboden dem Leben und der Erhaltung der Organismen besonders günstig gewesen ist. Er hatte, durch die bis 700 m mächtigen Aufschüttungen, den Meeresboden rasch erhöht und so die reiche Entfaltung von Spongien, Korallen und Kalkalgen ermöglicht, die anderwärts fast ganz fehlen. Aber auch Echinodermen, Brachiopoden und Mollusken siedelten sich mit Vorliebe dazwischen an und fanden wahrscheinlich hier reichere Nahrung als in den tieferen Meerestheilen. Das häufig aufgearbeitete und umgelagerte Tuffmaterial begrub die abgestorbenen Bewohner rasch an Ort und Stelle, schützte sie so vor Zerstörung oder Wegschwemmung und gibt sie in Folge einer leichten Verwitterbarkeit jetzt gerne wieder frei. Anders in den tieferen Meerestheilen, wo die Sedimentbildung langsamer vor sich ging und die abgestorbenen Thiere also länger der Zerstörung und dem Zerfall ausgesetzt blieben; hier sind in den meist festen Kalksteinen oder Kalkmergeln zwar auch Versteinerungen erhalten geblieben, aber viel häufiger in Bruchstücken oder so fest im Gestein eingeschlossen, dass sie nur mit Mühe herausgearbeitet werden können. Sie lassen sich dann nur schwer bestimmen und werden überhaupt sehr leicht ganz übersehen. Beweis dafür ist, dass die Versteinerungen in den Cassianer Schichten der Nord-Alpen so lange mit Ausnahme weniger Arten unbekannt geblieben sind. Man hat aber kein Recht, solche Ablagerungen, nur weil sie wirklich oder scheinbar fossilärmer sind, als etwas von den Cassianer Schichten Verschiedenes zu halten, denn auch im Ennebergischen selbst, wo die echten reichen Cassianer Ablagerungen zu Hause sind, gibt es weite Strecken, wo der Sammler nur kärgliche Ausbeute in ihnen erhält. Die schon seit langem bekannten reichen Fundorte sind es gewöhnlich, die der reisende Geologe besucht und nach denen er sich seine Vorstellung von den Cassianer Schichten bildet. Kommt er an arme Stellen, so hilft er sich zumeist mit dem Schlagwort „Wengener Schichten“ über diese Verschiedenartigkeit hinweg. Wer sich aber genaue Rechenschaft zu geben versucht, dem kann es nicht verborgen bleiben, dass eben auch in der Heimath der so reichen Cassianer Fauna diese selbst nur fleckenweise ausgestreut ist.

η. Der Wettersteinkalk.

Diese bis zu einer Mächtigkeit von über 1000 m anschwellende Kalkmasse ist in den Nord-Alpen vom Algäu an ostwärts bis ins Salzburgische regelmässig entwickelt, tritt mehr vereinzelt auch noch weiter

im Osten, bis in die Nähe von Wien, auf und fehlt eben so wenig im Süden der Alpen, wo sie aber von dem Schlerndolomit abgelöst wird. In den centralen Alpen und im Vorarlberg fehlt sie ganz.

Es ist ein weisser, selten bläulicher krystallinischer thonfreier Kalkstein, dickbankig abgesondert oder massig entwickelt und von unregelmässig sich kreuzenden Klüften durchzogen.

Vielorts hat man Mühe darin wohl erhaltene Versteinerungen aufzufinden, aber die sog. Grossoolithstructur ist auch dann für ihn äusserst charakteristisch. Stoppani hat sie als Schwammstructur gedeutet und als Evinospongien beschrieben. Diese Deutung hat sich nicht bewährt. Ich bin geneigt, wenigstens einen Theil derselben als fossile Kalkalgen anzusehen[1], kann aber hier auf diesen Gegenstand nicht weiter eingehen. An manchen Orten wird dieser Kalk fast ganz aus Gyroporellen oder Korallen aufgebaut. Auch Spongien, Gastropoden, Brachiopoden, Echinodermen u. a. kommen nicht allzu selten darin vor. Lithodendronartige Korallen setzten zuweilen ganze Bänke von 1—2 m Höhe fast ausschliesslich zusammen.

Diese Ablagerung entbehrt klastischer Bestandtheile gänzlich und wird allein nur aus Hartgebilden abgestorbener Thiere und Pflanzen und aus chemischen Ausscheidungen aufgebaut. Der Reichthum an Algen verweist auf eine wenig tiefe See. Nach den Erfahrungen der Gegenwart könnte man auf eine Tiefe von bis 200 m, höchstens aber von bis 400 m schliessen. Für noch geringere Tiefen würde das rasenartige Auftreten der Korallen sprechen. Der Mangel an Thon und Sand weist darauf hin, dass der Wettersteinkalk sich als Absatz auf Untiefen des offenen Meeres gebildet hat. Da aber seine Mächtigkeit bis über 1000 m ansteigt, so muss sich im Laufe seiner Entstehung entweder der Meeresboden langsam gesenkt haben oder der Meeresspiegel gestiegen sein. Auf Senkung des Bodens, und zwar eine ungleichmässige, lässt die zwischen 200 und 1000 m schwankende Mächtigkeit des Kalkes schliessen, vielleicht waren aber beiderlei Bewegungen thätig.

Überlagert wird der Wettersteinkalk stets von den Raibler Schichten, während sein Liegendes gewöhnlich die Partnachschichten, manchmal wohl auch der Muschelkalk sind. Der zuletzt erwähnte Fall ist zwar nicht leicht nachweisbar, aber doch für einige Fälle wahrscheinlich gemacht worden. Die Schwierigkeit liegt darin, dass der Muschelkalk oft sehr versteinerungsarm ist und, wenn auch bezeichnende Cassianer

[1] Botanisches Centralblatt 1892. Nr. 35. Über die Bildung der Oolithe.

Fossilien fehlen, gewöhnlich die petrographische Beschaffenheit zur Altersbestimmung herangezogen wird. Dass das zu erheblichen Täuschungen führen kann, muss immer wieder hervorgehoben werden. Wenn z. B. im Kaisergebirge bis jetzt die Partnachschichten palaeontologisch noch nicht nachgewiesen worden sind, und es deshalb so erscheint, als ob dort der Wettersteinkalk direkt auf dem Muschelkalk ruhe, so ist dieser Schein doch noch immer keine sicher beobachtete Thatsache, da auch in den zum Muschelkalk gerechneten Kalksteinen bezeichnende Versteinerungen zu fehlen pflegen.

Schon früher habe ich für die Vilser Alpen auf die faunistische Beziehung des Wettersteinkalkes und der liegenden Cassianer oder Partnachschichten hingewiesen. Gemeinsam sind beiden:

Rhynchonella faucensis Rothpl.[1],
Pecten subalternans Orb.,
Halobia cassiana,
Trochus bissertus.

Man kann deshalb sehr wohl beide als verschiedene Facies der norischen Periode auffassen, so dass die Partnachschichten im tieferen, der Wettersteinkalk im seichten Meer sich abgelagert hätten. Sobald durch erstere der Meeresboden genügend erhöht worden war, konnten sich die Kalkalgen und Korallen des Wettersteinkalkes darauf ansiedeln,

[1] Diese Art kann nicht zu *Terebratula* gehören, da sie eine nicht punktirte Schale besitzt. Da an all' den Stücken, die ich 1886 kannte, der Schnabel abgebrochen war, so liess sich über Vorhandensein eines Foramens nichts Bestimmtes feststellen. Da aber im Innern als Armgerüste nur zwei Crura nachweisbar waren, so sprach dies für Zugehörigkeit zu *Rhynchonella*. Bittner, der auf die Nicht-Punktirung der Schale in diesem Falle keinen Werth zu legen scheint, stellte die Art zu seinem neuen Genus *Cruratula*, das er so charakterisirt: „*Cruratula* umfasst Waldheimien und *Aulacothyris*-artige Brachiopoden mit medianem Septum der kleinen Klappe, deren Schale deutlich punktirt ist, bei denen aber im Innern statt der gewöhnlichen Terebratel- oder Waldheimien-Schleife nur zwei ansehnlich entwickelte Crura nachgewiesen werden konnten.“ (Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. der geol. R.-A. 1890. S. 66 u. 204.) Den Fundort am Alatsee bei Vils, wo Kutschker seiner Zeit die in Berlin befindlichen Stücke gesammelt hat, habe ich 1890 wieder besucht und die dünne Bank, welche von einzelnen Schalen und ganzen Gehäusen dieser Art erfüllt ist, aufgefunden. Dünnschliffe, die Dr. Böse von diesen vorzüglich erhaltenen Schalen angefertigt hat, beweisen von neuem, dass wirklich keine Punktirung vorhanden ist. Dr. Skuphos präparirte einige grosse Schalen, welche einen spitz zulaufenden und nicht durchbrochenen Schnabel besitzen. Es kann somit keinem Zweifel mehr unterliegen, dass diese Art wirklich zum Genus *Rhynchonella* gehört.

wo die Erhöhung nicht genügend war, unterblieb diese Ansiedelung, wie z. B. im Vorarlbergischen. Nach dieser Auffassung wären Wettersteinkalk eine Seichtwasser-, die Partnachschichten in der Hauptsache eine Tiefseefacies; da nun aber die gleichalterigen echten Cassianer Schichten, wie wir gesehen haben, ebenfalls eine Seichtwasserfacies darstellt, die unter dem Einfluss von klastischem oder Tuffmaterial zu Stande kam, so dürfte es sich empfehlen, diese 3 Namen als Faciesbezeichnungen der norischen Stufe aufzufassen und beizubehalten, und es wären denselben dann noch als vierte die Wengener Schichten hinzuzufügen, die die Tufffacies darstellen. Von diesem Gesichtspunkte aus würde ich natürlich die Cassianer Schichten der Vilser Alpen jetzt als Partnachschichten bezeichnen. Indessen darf man die Schwierigkeiten nicht zu gering anschlagen, die die scharfe Auseinanderhaltung der Cassianer und Partnachfacies bereiten wird und ich habe sie deshalb auf dem Profile miteinander vereinigt.

Dass Bittner nur sehr ungenügende Gründe hatte, um den Wettersteinkalk des Kaisergebirges in das Rhät zu versetzen und als Dachsteinkalk aufzufassen, geht schon aus der Leichtigkeit hervor, mit der er neuerdings diese Auffassung wieder aufgegeben hat. Nähere Angaben darüber bringe ich im II. Theil.

Den Wettersteinkalk der Süd-Alpen werde ich im Anschluss an den Schlerndolomit besprechen.

9. Der Hallstätter Kalk.

Diese palaeontologisch so reiche und interessante Ablagerung ist auf den Osten der Nord-Alpen beschränkt und nach der älteren Auffassung von Mojsisovics eine Facies der juvavischen Provinz, welcher in der mediterranen Provinz die Buchensteiner, Wengener, Cassianer und Raibler Schichten entsprechen würden. Geyer[1] hat dann später gezeigt, dass in den Mürzthaler Alpen die Raibler Schichten über dem Hallstätter Kalk liegen, aber Mojsisovics[2] hält dies für eine Überschiebung und fasst jetzt den Hallstätter Kalk als eine Facies auf, die vom Ende der Werfener Periode an den ganzen Zeitraum der alpinen Trias ausdauerte. Die juvavische Provinz verschwindet oder wandelt sich vielmehr in eine juvavische Stufe um, die dem Hauptdolomit und unteren Dachsteinkalk entspricht. Aus der norischen Stufe hingegen, in welche Mojsisovics früher den Hauptheil des Hallstätter Kalkes ge-

[1] Jahrb. geol. R.-A. 1889. S. 497.
[2] Sitzber. Akad. Wiss. Wien. 1892. Oktoberheft.

legt hatte, verschwindet derselbe ganz. Für diese neue Auffassung sind die Lagerungsverhältnisse nicht maassgebend geworden, sondern, wie es scheint, in erster Linie die phylogenetischen Beziehungen der Cephalopoden. Da erst eine vorläufige Mittheilung über diese veränderte Auffassung vorliegt, so wird man sich zunächst abwartend zu verhalten haben, wenn schon die Vermuthung nahe gelegt ist, dass hierbei phylogenetischen Speculationen ein zu grosses Gewicht eingeräumt wurde. Sehr interessant ist es auch zu erfahren, dass die Zlambachschichten nur noch als Einlagerung in dem Hallstätter Kalk aufgefasst werden, während Mojsisovics sie früher als älter wie diesen ansah und den Reichenhaller Kalk zwischen sie und die Werfener Schichten eingeordnet hatte. Ob er den Reichenhaller Kalk nun auch mit den Zlambachschichten in die Höhe gehoben hat, etwa in die juvavische Stufe, oder ob sie noch unten liegen geblieben sind, darüber haben wir noch keine Mittheilung erhalten.

ι. Der Schlerndolomit.

Eines der räthselhaftesten Gebilde Südtirols ist der 100—1000 m mächtige Schlerndolomit. Es ist ein poröses, drusiges Gestein, das gewöhnlich der Bankung entbehrt und von unregelmässig verlaufenden Klüften durchsetzt wird, ganz ähnlich wie der Wettersteinkalk. Der Palaeontologe kann nicht viel mit ihm anfangen, weil er bisher noch keine einzige specifisch bestimmbare Versteinerung geliefert hat. Gewöhnlich sind überhaupt nicht einmal Spuren solcher darin zu erkennen. Unregelmässig geformte und auf ihren Wandungen mit Dolomitrhomboëdern ausgekleidete Hohlräume werden oft für die äusseren Abdrücke von durch Auslaugung weggeführten Versteinerungen erklärt, aber nur selten lassen dieselben durch ihre Form auf Korallen, Echinodermen, Mollusken oder Gyroporellen rathen. Am häufigsten noch ist eine oolithische Structur, ähnlich wie die des Wettersteinkalkes, erhalten geblieben.

Für die Altersbestimmung ist man also lediglich auf die Lagerungsverhältnisse angewiesen; dieselben haben aber verschiedene Deutung erfahren, da sie selbst sehr vielgestaltig sind.

Der Schlern, als ein ringsum freistehender Kegel, besitzt glücklicher Weise sowohl für das Liegende als wie auch für das Hangende dieses Dolomites sehr gute Aufschlüsse, die zuerst besprochen werden sollen. Auf der Südseite, im Tierser Thal, ruht die mächtige Dolomitmasse direkt auf rothen und gelben Letten und Kalksteinen der Myophorien-Schichten mit *Naticella costata*, die selbst wieder als Unterlage

die Werfener Schichten haben. Im Hangenden tragen sie oberhalb Weisslahnbad noch mehrere Meter von grauen Letten mit viel verkohlten aber stark macerirten Pflanzenresten. Es muss unentschieden bleiben, ob diese noch zu den Myophorienschichten oder schon zum unteren Muschelkalk gehören. In dem Dolomit erkennt man leicht in einiger Höhe über seiner unteren Grenze eine besonders deutlich ausgebildete horizontale Kluft, welche den unteren Theil scharf von dem oberen abtrennt. Man hat sich daran gewöhnt in diesem unteren Dolomit, als Mendoladolomit, einen Vertreter des Muschelkalkes zu sehen und es würde danach der eigentliche Schlerndolomit, der allerdings die vertikale Zerklüftung viel stärker hervortreten lässt, als jener untere Dolomit, erst über der Kluft beginnen und unmittelbar auf dem dolomitisch entwickelten Muschelkalk aufruhen.

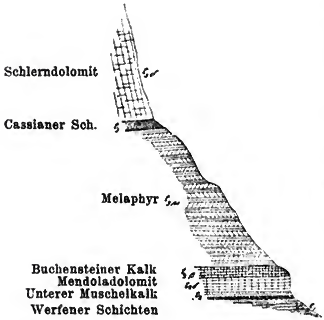


Fig. 6. Schlernabhang oberhalb Bad Ratzes. 1 : 15 000.

Anders ist das Profil, welches uns die Nordseite dieses Berges gleich oberhalb Bad Ratzes bietet. Auf den rothen und grauen, glimmerreichen Werfener Schichten (t_1) mit zahlreichen Muschelabdrücken liegt eine 4 m starke rothe Kalkconglomeratbank. Darüber folgen 12 m rothe Mergel und graue Kalkbänke mit *Myophoria laevigata*, *ovata* und *orbicularis*, sowie mit *Rissoa dubia*. Man kann dies schon als unteren Muschelkalk (t_2) ansprechen, der dann von weiteren 40 m deutlich gebankten sog. Mendoladolomites ($t_2\,\delta$) überlagert wird. Darauf ruhen 25 m knollige Kieselkalke, die mit grünlichen Mergeln und dolomitischen Bänken wechsellagern und die als Vertreter des oberen Muschelkalkes oder der Buchensteiner Schichten ($t_2\beta$) auf Grund ihrer Gesteinsbeschaffenheit in Anspruch genommen werden können. Es folgt dann ein 400 m mächtiges Melaphyrlager ($t_3\,\mu$), auf dem nochmals 25 m, theilweise glaukonitische Mergel, dünne Kalkbänke und regenerirter Melaphyrtuff ruhen, aus denen die bereits (S. 40) aufgezählten Cassianer Versteinerungen stammen (t_3). Unmittelbar und concordant lagert der Schlerndolomit ($t_3\,\delta$) darüber.

Es ist hier also zwischen Mendoladolomit und Schlerndolomit eine 450 m mächtige Gesteinsreihe entwickelt, die auf der Südseite des Schlerns gänzlich fehlt. Dieser bedeutende, auf die kurze Entfernung von wenig mehr als 3 km hervortretende Wechsel findet seine Erklärung auf der Ostseite des Schlerns. Hier, an den Rosszähnen, fallen die Schichten mit 20—40° nach NW. ein und bestehen zumeist aus mächtigen Melaphyrtuffen, die noch weiter östlich das ganze langgezogene Joch zwischen Schlern und Plattkofl aufbauen. In oberen Lagen stellen sich bei der Mahlknechthütte einzelne Cipitkalk-Knollen ein, die mitten im Tuff und einem rohen Haufwerk von grossen vulkanischen Bomben liegen. Sie schliessen sehr wohl erhaltene Versteinerungen von Korallen, Crinoideen, Bivalven und Gasteropoden ein, bestehen z. Th. sogar fast ganz aus denselben. Es sind graue Kalke, selten helle Dolomite. Sie müssen ihrer Natur nach langsam und in ruhiger Weise aus dem allmählichen Wachsthum der Thiere entstanden sein, aus denen sie hauptsächlich bestehen; gleichwohl liegen sie jetzt so regellos und verstürzt in der vulkanischen Tuff-

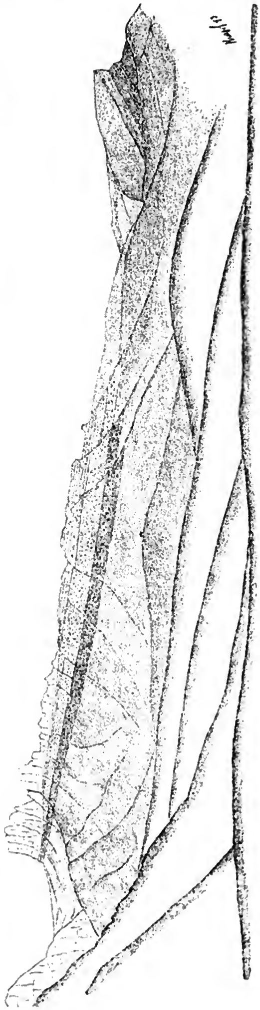


Fig. 7. Ansicht der Rosszähne und der Seisser Alp vom Nordfuss des Plattkofls aus.

masse, dass nur eine gewaltsame Aufwühlung des Meeresgrundes sie in ihre jetzige Lage gebracht haben kann. Die Zone mit diesen Cipitkalken ist ungefähr 100 m mächtig und zeigt, je mehr man zu den hangenden Theilen aufsteigt, eine um so regelmässigere Anordnung der Kalklinsen und Knollen, die sich endlich zu mit Tuffen abwechselnden Schichten vereinigen und schliesslich zu Kalkbänken zusammenschliessen. Diese letzteren sind besonders schön auf der Nordwestseite der Rosszähne aufgeschlossen, wo man leicht einzelne grössere Korallenstöcke zu sehen bekommt, die in die deckende Tuffmasse emporragen und manchmal sich sogar mit der nächstfolgenden Kalkbank vereinigen, als ob ihr Wachsthum durch die Tuffüberschüttung nicht unterbrochen worden wäre (Fig. 8).

Verfolgt man diese Tuff- und Cipitkalkablagerung von der Mahlknechthütte aus im Streichen nach SO. bis aufs Tierser Joch, so

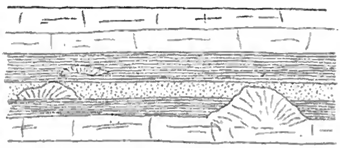


Fig. 8. Cipitkalkbänke in Wechsellagerung mit Melaphyrtuffen auf der Nordwestseite der Rosszähne. Einzelne Korallenstöcke erheben sich über die Kalkbänke und ragen in die Mergel- und Tufflagen hinein.

gewahrt man, dass von den oberen Cipitbänken sich eine nach der anderen auskeilt, bis sie alle verschwunden sind, und dass ebenso die unteren Cipithaufwerke schmächtiger werden, so dass sie auf dem Joche nur noch etwa 10 m stark sind. Sie besitzen dort eine rothe Färbung, so dass sie von ferne leicht für rothe Raibler Schichten genommen werden können, sind stark dolomitisch und ergaben mir an Versteinerungen Sphaerocodien und Glieder von *Encrinus cassianus*. Darunter liegt der reine Melaphyrtuff, darüber unmittelbar Schlerndolomit, der sich gegen NO. mit schwacher Discordanz auch über die höheren Cipitbänke herüberlegt. Überall hier ist dieser Dolomit somit jünger als der Tuff und Cipitkalk, auf dem er liegt; aber der untere Theil des Dolomites im Norden der Rosszähne ist auch jünger als der im Süden, welcher seinem Alter nach bereits dem Cipitkalk selbst entspricht. Denkt man sich diese untere Grenzfläche des Schlerndolomites in entsprechender Weise nach Süden verlängert, so würde dieselbe alsbald auch die Tuffe selbst schräg durchschneiden und in das Niveau des Muschelkalkes kommen,

wie das am Weisslahnbad thatsächlich der Fall ist. Leider ist der ununterbrochene Zusammenhang zwischen da und dem Tierser Joch der Beobachtung verschlossen.

Diese Discordanz der Auflagerung erklärt sich sehr leicht aus der Verschiedenartigkeit der Entstehung des Dolomites einerseits und der Melaphyrtuffe anderseits. Letztere müssen sich in Folge submariner Eruptionen lokal sehr rasch zu Hügeln angehäuft haben, die mit ihrer Oberfläche dem Meeresspiegel immer näher rückten, so dass alsbald die Lebensbedingungen für Korallen gegeben waren, die zusammen mit anderen Thieren und Algen ein reiches Leben auf diesen Untiefen entfalteten. Es bildeten sich so zunächst dünne Kalkabsätze auf den Tuffen. Da diese selbst aber erst lose aufgeschüttet worden waren, so mussten durch das Nachsitzen der Massen, die Brandung des Meeres und noch nachfolgende vulkanische Ausbrüche häufig Störungen des organischen Lebens auf diesen Hügeln und Umlagerungen und Verrutschungen dieser selbst eintreten. Hierbei konnte es nicht ausbleiben, dass die eben gebildeten Anfänge von Kalklagern zerbrochen wurden, an den Böschungen der submarinen Hügel herabrutschten, mit theils nur umgelagertem, theils neu ausgeworfenem Tuffmaterial vermischt wurden und dass sich so jenes wilde Haufwerk herausbildete, welches an den Rosszähnen in so vortrefflicher Weise aufgeschlossen ist. Erst als die Hügel nach längerer Zeit ihres Bestandes eine genügende Festigkeit und Beständigkeit erlangt hatten, konnten sich auch organisches Leben und Kalkabsätze in ungestörter Weise auf ihnen ausbreiten. Hierdurch erklärt es sich, warum an den Rosszähnen nur zu oberst die Cipitkalke zu regelmässigen Lagen sich zusammenschliessen, während sie zu unterst ein regelloses, verstürztes Haufwerk bilden.

Ausserhalb der Tuffhügel ging die ruhige Ablagerung des Schlerndolomites vor sich, der zunächst natürlich nicht mit derselben Schnelligkeit wie die Tuffkegel in die Höhe wachsen konnte, aber im Lauf der Zeit, nachdem die submarinen Eruptionen zur Ruhe gekommen waren, doch diese Hügel überwallte.

So ist es denn äusserst wahrscheinlich, dass der untere Theil des Schlerndolomites im Süden des Schlern gleichalterig mit den Wengener und Cassianer Schichten im Norden ist, also nur eine andere Facies darstellt, während allerdings der obere Theil desselben sich deckenartig über beiderlei Facies als eine jüngere Bildung ausbreitet. Dem entsprechend wird allgemein die Beobachtung gemacht, dass der Schlerndolomit seine grösste Mächtigkeit von gegen 1000 m nur da erlangt,

wo die Wengener und Cassianer Schichten ganz fehlen oder doch nur sehr schwach entwickelt sind, während umgekehrt, wo diese mächtiger werden, jener weniger stark wird und nur einige hundert Meter misst. Endlich gibt es auch weit ausgedehnte Bezirke, wo er ganz verschwindet und die jüngeren Raibler Schichten unmittelbar auf den Cassianer Schichten liegen. Diese Verhältnisse können nur so gedeutet werden, dass der Dolomit eine besondere Facies der Wengener und Cassianer Schichten ist, die an manchen Orten ganz fehlt, an anderen erst spät auftritt, noch an anderen aber ausschliesslich herrscht. Wir sehen hier also dieselben Beziehungen walten, wie sie im Norden der Alpen zwischen Wettersteinkalk und Partnachschichten existiren. Dieselben werden um so auffälliger, als die Masse des Schlerndolomites häufig genau die Structur des Wettersteinkalkes zeigt oder stark kalkhaltig wird und schliesslich ganz in reinen Kalkstein übergeht, der z. Th. dieselben Versteinerungen wie der Wettersteinkalk einschliesst: Grossoolithe, Gyroporellen, Chemnitzien etc. — Obwohl man dies schon lange weiss, so ist diese Thatsache doch nie so recht zur Geltung gekommen, weil man auf den geologischen Karten und in den Profilen, häufig sogar im gedruckten Wort, alle diese weissen Kalksteine kurzweg als Schlerndolomit bezeichnet hat. Ausserhalb Süd-Tirols, wo dieser Kalk besonders reich an Versteinerungen ist, hat man ihn Esinokalk genannt, aber der Kalk des Latemargebirges oder der Marmolata verdiente nicht weniger als dieser unter richtiger Flagge zu segeln.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese Kalke und der Schlerndolomit gleiches Alter haben, aber leider entbehrt die Fauna des Esinokalkes noch immer einer kritischen Überarbeitung. Die Fauna des Marmolata-Kalkes wird soeben von Dr. Salomon[1] bearbeitet, der sich ebenfalls für diese Gleichalterigkeit ausgesprochen hat, welche durch die Lagerungsverhältnisse in gleicher Weise befürwortet wird.

Die Fauna dieser Kalke ist eine sehr reiche und es finden darin die Spongien, Korallen, Echinodermen, Mollusken, Brachiopoden und Cephalopoden ihre Vertretung. Die Mischung der Formen ist durchaus keine gleichmässige, an einigen Orten walten die einen, an anderen die anderen Klassen vor, besonders häufig aber sind die Kalkalgen, was für die Beurtheilung der Meerestiefe, in der dieser Kalk entstanden ist, von besonderer Bedeutung wird. Gerade die Korallen spielen hingegen dabei nur eine untergeordnete Rolle und gewiss wäre nichts

[1] Verh. geol. R.-A. 1893. S. 90.

unberechtigter als in diesen Kalkmassen Korallenriffe sehen zu wollen, da ja wirklich die Korallen in den liegenden Cassianer und den hangenden Raibler Schichten viel zahlreicher auftreten. Dahingegen kann der vorwiegend organische Ursprung dieser Kalke in keiner Weise bezweifelt werden, da Thon, Sand und vulkanische Tuffe sich an seinem Aufbau gar nicht betheiligt haben.

Der Schlerndolomit selbst ist nach seiner chemischen Zusammensetzung mit jenem Kalke durch die Zwischenstufen des dolomitischen Kalkes verbunden, der an vielen Orten beobachtet und z. B. am Grödner Joch leicht zugänglich ist. Soweit, was allerdings nur selten der Fall ist, Versteinerungen darin noch zu erkennen sind, gehören dieselben einem ähnlichen Floren- und Faunenbestande an, wie diejenigen des Kalkes. Gyroporellen und Korallen sind sicher nachgewiesen, aber keineswegs häufig. Jedenfalls aber lassen sie auf gleiche und zwar geringe Meerestiefen für den Schlerndolomit und Kalk schliessen. Der Dolomit besteht zumeist aus regelmässig entwickelten Rhomboëdern, mit denen auch die Drusen und die Hohlräume der ausgelaugten kalkigen Organismen auf ihren inneren Wänden besetzt sind. Der grösste Theil dieser Krystalle kann seine jetzige Form erst lange nach Absatz des Gesteines erlangt haben. Es muss eine Umkrystallisirung durch die ganze Masse hindurch eingetreten sein, wodurch die Spuren ehemaliger Versteinerungen in viel höherem Maasse verwischt wurden als in dem reinen Kalkstein. Doch sind diese Vorgänge noch immer in dasselbe Dunkel gehüllt, in welchem auch die Herkunft der Magnesia liegt. Unmöglich ist es nicht, dass das Magnesium ursprünglich nicht als Carbonat, sondern wenigstens grossentheils als Chlorid und Sulfat zum Absatz kam, aus deren Zersetzung bei gleichzeitiger Auflösung des kohlensauren Kalkes der thierischen und pflanzlichen Reste erst der Dolomit hervorging. Dadurch würde sich am leichtesten die eigenthümlich poröse Structur des Schlerndolomites erklären. Freilich ist es nicht möglich, oder bisher wenigstens noch nicht gelungen, den Nachweis dafür zu erbringen, dass der Vorgang wirklich so war, und wir werden unser Augenmerk in dieser Hinsicht wahrscheinlich mit mehr Erfolg auf ganz jugendliche Dolomitbildungen als auf die der Triaszeit richten. (Siehe Theil III, 6.)

Mit Bezug auf die Bildungsweise dieses Dolomites ist aber auf Eigenthümlichkeiten der Lagerungsweise und der petrographischen Beschaffenheit hingewiesen worden, welche geeignet sein sollen, mehr Klarheit in diese Sache zu bringen und auf Grund deren der Beweis zu führen versucht worden ist, dass der Schlerndolomit ein Korallenriff sei.

x. Ist der Schlerndolomit eine Korallenriff-Bildung?

Es sind hauptsächlich drei Gründe geltend gemacht worden, welche diese Behauptung beweisen sollen, die zuerst von Richthofen [1] aufgestellt worden war und von Mojsisovics [2] mit einigen Veränderungen angenommen wurde. Sie hat in der Folge viele Anhänger und weite Verbreitung gefunden, es fehlte aber auch nicht an Widerspruch. Besonders war es Gümbel [3], der sich dagegen erklärte.

Der erste Beweisgrund stützt sich darauf, dass „unter den Fossileinschlüssen des ungeschichteten Dolomites stockförmige Korallen bei weitem vorwiegen“ [4].

Dieser Satz ist unbedingt falsch, sobald wir unter dem Begriff „Schlerndolomit“ auch die massigen Kalke der Marmolata, der Umgegend von Predazzo etc. miteinbegreifen, wie dies Mojsisovics selbst wirklich thut. Denn überall, wo der „Dolomit“ als weisser Kalkstein entwickelt ist, sind riffbildende Korallen den anderen Versteinerungen gegenüber stark in der Minderheit oder sie fehlen auch ganz [5]. Wo sie auftreten, bilden sie in dem Kalk einzelne Bänke oder Nester und beweisen eben dadurch, dass die übrige Masse des Kalkes kein Korallenriff war. Wo hinwiederum der „Dolomit“ wirklicher Dolomit ist, da sind Versteinerungen überhaupt eine grosse Seltenheit. Die Dolomitisirung hat sie verwischt und nur grosse und sehr charakteristische Formen können noch zuweilen nach den Hohlräumen erkannt werden, die sie im Gestein zurückgelassen haben. Unter diesen Formen sind aber die baumartig verzweigten Korallen, vom Typus der Lithodendren, für die Wiedererkennung am geeignetsten und darum fallen diese am ehesten in die Augen. Wenn sie trotzdem nur selten beobachtet werden können, so sollte man eher daraus schliessen, dass sie ursprünglich nicht allzu häufig vorhanden waren, als annehmen, dass sie einen hauptsächlichen Antheil an dem Aufbau der Dolomitmasse genommen hätten. Auf Grund gewisser Angaben von Dana und Darwin hat jedoch Mojsisovics (l. c. S. 496) angenommen, dass die Mehrzahl der Korallen schon beim Aufbau des Riffes zerstört worden sei: Lediglich durch das Studium der Literatur lebte er sich in eine Anschauung über die „ausserordentlich rasche und leichte Obliteration der Korallenstructur“ hinein, die

[1] Geognost. Beschreibung der Umgegend von Predazzo etc. in Süd-Tirol. 1860.

[2] Die Dolomitriffe von Süd-Tirol und Venetien. 1879.

[3] Das Mendel- und Schlerngebirge. Sitzber. Akad. Wiss. München. 1873.

[4] Mojsisovics l. c. S. 493.

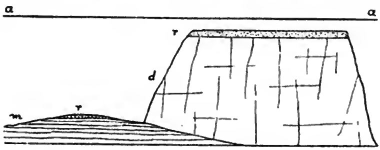
[5] Salomon l. c. 1893.

keineswegs den wirklichen Verhältnissen bei jugendlichen Korallenriffen entspricht. Es kann allerdings keinem Zweifel unterliegen, dass sich in dem porösen Gerüste eines Korallenriffes in dessen tieferen und abgestorbenen Theilen verschiedene Salze ausscheiden als kohlensaurer Kalk, schwefelsaurer Kalk und Magnesia, Chlornatrium und Magnesium; aber diese Salze umhüllen und verbinden zunächst nur die organischen Hartgebilde zu einem compacten festen Gesteine, sie vernichten aber keineswegs die Structur der organischen Theile, die bei mikroskopischer Untersuchung wohl stets noch nachzuweisen ist. Solche Untersuchungen hat man jedoch gar nicht gemacht, die Angabe homogener krystallinischer Kalksteine gründet sich auf den makroskopischen Befund. Wie aber will man denn beweisen, dass solche Kalke, wenn sie wirklich in „nichts mehr ihren korallinen Ursprung verrathen“ [1] auch wirklich wesentliche Bestandtheile der Korallenriffe sind? Ich habe, um mich auf eigene Anschauungen stützen zu können, die quartären Korallenriffe der Sinaihalbinsel besucht, die durch die Schilderungen von Joh. Walther in neuerer Zeit allgemeiner bekannt geworden sind. Die bald nur wenige Meter, bald auch bis zu 250 m über den Spiegel des Rothen Meeres herausgehobenen Riffe sind nur z. Th. dolomitisirt. Wo sie es nicht sind, ist ihr koralliner Aufbau stets aufs deutlichste erhalten, trotzdem Gyps, Bittersalz und Kochsalz dazwischen ausgeschieden sind und eine Menge feinen organischen Sandes zu festem Kalk verbunden ist. Mit den deutlich korallinen Riffen wechsellagern freilich andere Gesteine, oder lösen sie als verschiedene Facies wohl auch ganz ab, in denen eine korallogene Structur gar nicht zu erkennen ist, für welche die Annahme eines solchen Ursprunges aber auch nicht möglich ist. Es sind Sandsteine mit Quarz und Feldspathkörnern, Thone, Salzlager, Foraminiferen-Sande, Lithothamnien-Kalke u. a. Wo diese Ablagerungen dolomitisirt sind, hat dieser Vorgang nicht nur die Korallenriffe, sondern ebenso die Lithothamnien-Kalke und Sandsteine mit erfasst. Dabei sind die Kalkschalen und Skelete der Korallen, Mollusken, Echinodermen etc. alle aufgelöst worden und befinden sich an ihrer Stelle Hohlräume, nur die Lithothamnien-Knollen sind sammt ihrer zelligen Structur wohl erhalten, aber in Dolomit umgewandelt worden. Da, wo die Dolomitisirung nicht vollkommen ist, wo mehr oder weniger stark dolomitische Kalke vorliegen, ist die Auflösung jener Schalen und Skelete auch keine vollkommene. Die Seeigel und Lithothamnien zeigen noch keine Auflösung

[1] Langenbeck, Die Theorien über die Entstehung der Korallenriffe. 1890. S. 82.

oder Umwandlung, während die anderen Reste davon ganz oder fast ganz ergriffen sind. Die Hohlräume, welche diese Versteinerungen selbst in dem ganz dolomitisirten Riff zurückgelassen haben, geben die äussere Form derselben so genau wieder, dass man danach generische, oft auch specifische Bestimmungen machen kann. Daneben kommen auch unregelmässig begrenzte Poren und Hohlräume vor, die das Lager der bereits erwähnten Magnesium- und Natriumsalze[1] gebildet haben dürften. Denn sie sind ebenso wie die Schal- und Skeletreste in dem vollkommen dolomitisirten Riff gänzlich ausgelaugt, und man wird in dieser Auslaugung die Quelle für das Magnesium des Dolomites um so mehr sehen müssen, als eine andere Herkunft bei dieser jugendlichen Bildung ganz ausgeschlossen zu sein scheint.

Wenn wir diese Ergebnisse auf den Schlerndolomit übertragen, dann könnte man seine poröse Structur aus der ursprünglichen Ab-



a—a Ehemaliger Meeresspiegel. *m* Wengener Schichten. *d* Schlerndolomit. *r* Raibler Schichten.

Fig. 9. Schematische Darstellung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse am Schlern nach Richthofen's Auffassung.

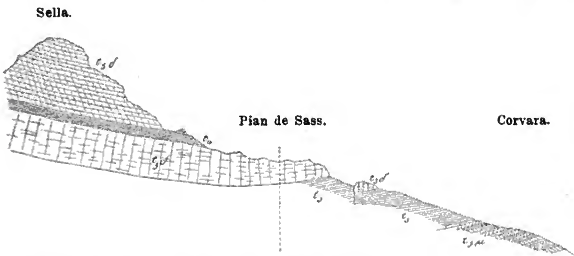
lagerung von schwefelsaurer Magnesia, Chlormagnesium und Natrium erklären und darin zugleich die Ursache der Dolomitisirung finden. In der Armuth an Korallenresten aber müsste man entschieden einen Beweis gegen die Korallenriff-Hypothese sehen.

Ein zweiter Grund für die Korallenriffnatur des Schlerndolomites, auf den Richthofen ein besonderes Gewicht gelegt hat, besteht darin, dass die Raibler Schichten, welche die bis 1000 m mächtigen Dolomitmassen überdecken, an einigen Orten, und zwar unmittelbar am Fusse dieser riffartig aufragenden Massen, direkt auf den Wengener Schichten aufgelagert sind (s. Fig. 9).

Wenn wirklich solche Lagerungsverhältnisse vorkämen, so würde das sehr für die Korallenriff-Hypothese sprechen. Es hat sich aber die

[1] Den chemischen Nachweis dieser Salze verdanke ich dem freundlichen Entgegenkommen des Herrn Dr. A. Bergeat. Näheres werde ich bei anderer Gelegenheit mittheilen.

Angabe Richthofen's, dass auf der Seisser Alp die Raibler Schichten 500 m tiefer als auf dem Schlernplateau und direkt über den Wengener Schichten liegen, nicht bestätigt. Die *Pachycardia rugosa*, auf welche sich diese Annahme stützte, kommt auf dem Schlernplateau gar nicht vor und ist überhaupt keine ausschliessliche Raibler Form. Mojsisovics hat diesen Punkt darum bereits früher aufgegeben, aber andere ins Feld geführt, wo innerhalb des Riffgebietes der Dolomit plötzlich enden soll und die Raibler alsdann in bedeutend tieferem Horizont unmittelbar auf den Cassianer Schichten lägen. Besondere Beweiskraft wird der Gegend am Pian de Sass auf der Ostseite der Sellagruppe zugeschrieben, weil sich dort die Raibler Schichten von der Höhe des Dolomitriffes über dessen steilgeneigten Hang herab auf die tieferliegenden Cassianer



$t_2\mu$ Wengener Schichten mit Melaphyrtuff. t_3 Cassianer Mergel und Kalke. $t_3\delta$ Schlerndolomit. t_4 Raibler Schichten. $t_5\delta$ Dachsteindolomit. 1 : 37 500.

Fig. 10. Profil durch die Ostseite des Sella-Massives, zur Veranschaulichung der Querverwerfung, welche es im Osten begrenzt.

Schichten herabsenken sollen. Ich habe mich von der Richtigkeit dieser Auffassung an Ort und Stelle nicht überzeugen können. Mojsisovics selbst gibt (l. c. S. 235) auch durchaus keine Versteinerungen aus den Raibler Schichten und dem Dachsteinkalk an, die dort auf den Cassianer Schichten liegen sollen. Er beruft sich nur auf eine gewisse petrographische Ähnlichkeit mit den Raibler Schichten, gesteht aber ausdrücklich das Fehlen der bezeichnenden rothen und grünen Gesteine ein. Das beistehende Profil zeigt an, was ich beobachtet habe. Über den mächtigen Tuffmassen von Corvara mit den eingelagerten pflanzenführenden Wengener Platten lagern weiche Mergel mit Einlagerungen von festen Kalkbänken, die von Sphärocodien z. Th. ganz erfüllt sind. Gekrönt werden diese weicheren Schichten von einer Reihe von grauen dickbankigen Kalklagen

in einer Gesammtmächtigkeit von 15—20 m, welche den mauerartig aufragenden Sockel des weissen Dolomites bilden, der von Mojsisovics für Dachsteinkalk erklärt worden ist, obwohl die in letzterem fast nie fehlenden Megalodonten darin nicht nachzuweisen waren und auch sonst die Gesteinsbeschaffenheit von der des Schlerndolomites nicht verschieden ist. Die dunkleren Sockelkalke hingegen sind erfüllt mit den Stacheln von *Cidaris alata* und *dorsata*, sowie von vielen, kleinen Gasteropoden und Bivalven. Von den grösseren Formen der Raibler Fauna ist gar nichts nachweisbar, so dass gar kein Grund vorhanden ist, warum diese Kalke nicht zu den Cassianer Schichten gestellt werden sollten. Die von Mojsisovics erwähnten Sandsteine waren nicht nachweisbar und können darum jedenfalls nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen.

Der Übersichtlichkeit halber habe ich das Profil bis zur Höhe der Sella ausgezeichnet, obwohl ich dasselbe in seinem westlichen Theil nicht begangen habe. Ich habe es auf Grund der vorhandenen Angaben und dessen, was ich von der Pian de Sass aus an dem nach allen Seiten hin freien und unbedeckten Bergmassiv sehen konnte, entworfen. Auf der Grenze des Schlerndolomites zu dem Dachsteindolomit zieht sich leicht erkennbar eine besondere, andersfarbige und der Verwitterung leichter zugängliche Gesteinszone rings um das Massiv herum, welche auf der Westseite schon von Mojsisovics (S. 241) den Raibler Schichten zugezählt worden ist und die ich ebenfalls dahin stelle. Aus ihr werden wohl die rothen Raibler Gesteine stammen, die ganz verstürzt südwestlich von Pian de Sass vorkommen. Für die Korallenriffnatur des Schlerndolomites hat dieses Profil sicher keine Beweiskraft.

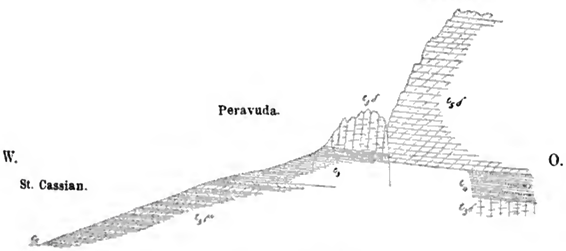
Weiter im Osten liegt das sog. Lagatschoi-Riff, das mit steilem westlichem Absturz an den Gehängen zwischen Heiligkreuz und Valparola endet. Mojsisovics hat (S. 262) eine Ansicht desselben gegeben, aus der man zu ersehen glaubt, dass die mächtige Dolomitmasse des Lagatschoi nach Norden zu sich allmählich auskeilt und an der Varella bereits verschwunden ist, so dass von dort an bis Heiligkreuz die hangenden Raibler und die liegenden Cassianer Schichten unmittelbar auf einander zu liegen kommen. Eine genauere Untersuchung dieses Gebirges hat mich belehrt, dass der Anblick von Ferne und die von Mojsisovics im Allgemeinen richtig wieder gegebene Darstellung desselben täuscht.

Es ist besonders in neuerer Zeit Mode geworden, alpine geologische Arbeiten mit schönen Landschaftsbildern auszustatten, die zugleich geologisch illustrirt sind. Ich will nicht läugnen, dass solche Bilder für den, der die Gegend nicht aus eigener Anschauung kennt,

einen gewissen Werth haben und dass sie jedenfalls das Interesse für den Gegenstand bei dem Leser wecken und wach erhalten können. Aber zur Klarlegung der tektonischen Verhältnisse sind sie von sehr zweifelhaftem Werth, da die perspectivischen Verkürzungen die wirklichen Verhältnisse verzerren und ausserdem alle die Unsicherheiten bestehen bleiben, die eben der blosse Anblick eines Berges von der Ferne aus stets mit sich bringt. Solche Bilder sind mit denen von Mineralien



ζμ Wengener Schichten. ζδ Schlerndolomit. ζ Cassianer Schichten. 1 : 37 500.



ι Raibler Schichten. ιδ Dachsteindolomit.

Fig. 11 u. 12. Zwei Profile zur Veranschaulichung der Querverwerfung, welche die Dolomitmassen des Fanesgebirges im Westen abschneidet.

zu vergleichen, die, anstatt krystallographisch orientirt, gerade so gezeichnet sind, wie sie zufällig auf einer Stufe gruppirt vorkommen.

Die beistehenden zwei Profile geben die Erklärung für das scheinbare Sichauskeilen des Schlerndolomites. Weitere Auskunft erhält man hierüber durch die geologische Karte der Umgebung von St. Cassian, welche Miss Ogilvie[1] veröffentlicht und die für die tektonischen Verhältnisse dieser Gegend wichtige Aufklärung gebracht hat.

[1] Geology of the Wengen and St. Cassian strata in S. Tirol. Quart. Journ. geol. soc. London 1893 (vol. 49).

Steigt man von St. Cassian über die Peravuda auf, so trifft man zuerst mächtige Melaphyrtuffe, die in höheren Lagen nicht selten verkohlte Pflanzenreste und die *Posidonomya wengensis* führen. Darüber liegen die Cassianer Mergel in einzelnen Lagen erfüllt von *Cidaris*-Stacheln, Korallen und Brachiopoden (darunter auch *Koninckina*). Den obersten Lagen derselben, da wo sie am Fusse der Varella von Dolomit überlagert werden, habe ich, trotzdem sie dort gerade sehr arm an Versteinerungen sind, die *Spirigera quadriplecta* entnommen. Der aufliegende Dolomit ist sehr cavernös, ohne horizontale Bankung, aber stark vertikal zerklüftet. Er ist stellenweise von den Hohlräumen dendrolithischer Korallen durchbohrt und gehört ohne Zweifel dem Schlerndolomit an. Wie ein bastionenartiger Vorsprung der Varella sitzt er auf dem Sockel von Cassianer Mergel und legt sich im Osten an die höhere steile Wand des deutlich gebankten, nicht cavernösen und nur wenig vertikal zerklüfteten Dachsteindolomites an. Auch die Cassianer Mergel legen sich an diesen Dolomit an, der mit einer senkrechten von N. nach S. streichenden Wand jählings endet. Diese Wand entspricht einer gewaltigen Verwerfungskluft, auf welcher die westliche Gebirgsmasse in die Höhe geschoben ist, so dass dort die Cassianer Mergel in das höhere Niveau des Rhäts gehoben worden sind. Nach Miss Ogilvie lässt sich diese Verwerfung südwärts bis an den Westfuss des Sett-Sass verfolgen, wo ebenfalls der Dachsteindolomit und die Raibler Schichten im Osten, die Cassianer Schichten der Stuores-Wiesen im Westen derselben in gleichem Niveau liegen.

An der Varella ist das Liegende des Dachsteindolomites nicht mehr aufgeschlossen, aber weiter südwärts kommen die Raibler Schichten und der Schlerndolomit darunter zum Vorschein, was auf dem Profil angedeutet worden ist.

Verlängert man jene N.—S. streichende Verwerfung nach Norden bis Heiligkreuz, so erhält man dort das Profil 11. Dass dort Raibler Schichten in den höheren, Cassianer in den tieferen Theilen des Gehänges liegen, ist schon seit langem bekannt. Der Contact beider ist leider verschüttet und verrutscht, aber eine wirkliche Überlagerung der einen durch die anderen ist weder zu beobachten, noch auch wahrscheinlich[1]. Die verstürzten Dolomitmassen im Süden der Kirche von Heiligkreuz hat Mojsisovics auf seiner Karte als Dachsteinkalk eingetragen. Megalodonten konnte ich keine darin finden und ich halte

[1] s. M. Ogilvie l. c. S. 26.

es für wahrscheinlicher, dass sie Reste des Schlerndolomites darstellen, der hier ähnlich wie am Fusse der Varella noch eine kleine Kappe auf den Cassianer Mergeln bildet. Hinter den Blöcken dieses Dolomites, also ostwärts am Fusse des Heiligkreuzkofls, streichen unter dem Megalodonten-führenden Dachsteindolomit die echten Raibler aus mit *Ostrea montis caprilis*, *Corbis Mellingi*, *Myophoria Whateleyae*, *lineata* und *Trigonodus raiblensis*. Sie liegen schon höher als die fraglichen verstürzten Dolomitmassen, so dass also gerade zwischen beiden die Verwerfung hindurchgehen würde.

Wenn der ferne Anblick dieses Thalgehänges uns das Bild eines gegen Norden sich auskeilenden Dolomitriffes vorspiegelte, so kommt dies daher, dass wir unwillkürlich dabei voraussetzten, dass die vorderen bastionenartigen Dolomitvorsprünge wirklich nur Vorsprünge der hinteren Dachsteinmasse sind und dass die mergeligen Schichten alle regelmässig unter letztere einschiessen. Dies ist aber, wie wir jetzt gesehen haben, nicht der Fall, die Täuschung ist aufgeklärt und damit schwindet auch die Beweiskraft dahin, die man gerade diesem Gehänge für die Korallenriff-Theorie zugesprochen hat.

Wir kommen nun zu dem dritten Beweisverfahren, welches Mojsisovics zu Gunsten der Riffhypothese angetreten hat. Der Schlerndolomit soll, wo er im Streichen gegen die Mergel- oder Tufffacies endet, eine Structurveränderung erleiden, die als Übergussschichtung und Blockstructur bezeichnet wird. Dolomit von dieser Structur soll überall die aus dem ehemaligen Meeresgrunde in Form von steilen Inseln aufragende Masse des Schlerndolomites mantelartig umhüllt haben und wird als eine den Schuttkegeln analoge Bildung angesprochen, wie sich solche noch jetzt um die recenten Korallenriffe bilden.

In erster Linie wird auch hierfür auf den Schlern selbst verwiesen, wo die Rosszähne auf ihrer Ostseite die typische Blockstructur, auf ihrer Westseite die Aufgussschichtung zeigen sollen (l. c. S. 168, 173). Betrachtet man das schöne Lichtdruckbild (S. 180) des östlichen Schlernplateaus mit den Rosszähnen und dem Rosengarten im Hintergrund, so scheinen sich die geneigten Schichten der Rosszähne allerdings an die massigen Dolomite des Plateaus genau so anzulegen, wie wir dies von Übergussschichten erwarten können. Aber auch hier täuscht der Schein. Ich habe bereits eingehend die Verhältnisse an den Rosszähnen beschrieben, woraus hervorgeht, dass die geschichteten Kalke und Dolomite sich nicht an den Schlerndolomit anlegen, sondern von letzterem überlagert werden. Die sog. Übergussschichten der Ross-

zähne streichen von NO. nach SW. und fallen nach NW. ein, während die massigen Dolomite des Schlernplateaus fast horizontal liegen und ihr nördliches Ende von O. nach W. verläuft. Die Rosszähne bilden den SO.-Flügel einer Mulde, deren NW.-Flügel am Puflatsch liegt. Diese Mulde ist durch eine Verwerfungsspalte gegen das Schlernplateau abgeschnitten (s. Fig. 70). Dieselbe zieht sich vom Nordfuss des Molignon aus in die Schlucht zwischen der Rothen Erde und den Rosszähnen hinein und tritt dann auf die Nordseite des Schlernplateaus herüber. Die Seisser Mulde liegt auf der Nordseite dieser Spalte und ist im Verhältniss zum Gebirge auf der Südseite gehoben, so dass die Wengener und Cassianer Schichten in das Niveau des Schlerndolomites gekommen sind. Die von Mojsisovics (S. 163 u. 172) gegebenen Profile sind mithin in dieser Beziehung zu corrigiren.

Auch anderwärts ist es mir nicht geglückt die Übergussschichtung im Sinne von Mojsisovics wieder zu finden, und ich lege deshalb dieser Structurform keine Beweiskraft so lange bei, bis ein sicherer Fall derselben nachgewiesen sein wird.

Wir kommen also zu dem Ergebniss, dass bis jetzt der Beweis dafür, dass der Schlerndolomit ausschliesslich Korallenriffe darstelle, noch nicht erbracht worden ist, dass aber mehrere Gründe entschieden gegen eine solche Annahme sprechen.

Dahingegen ist durch die Untersuchungen von Mojsisovics festgestellt, dass dieser Dolomit z. Th. mit den Wengener und Cassianer Schichten gleichalterig ist, und es ist ein besonderes Verdienst dieses Forschers, die Art wie beiderlei Facies aneinander grenzen und in einander übergehen, untersucht und die allgemeine Aufmerksamkeit darauf gelenkt zu haben. Die normale Begrenzung der Dolomitriffe soll danach „eine steil gegen aussen abfallende, daher gegen oben zurücktretende Fläche“ sein. Für die Anlagerung der Tuffe an den Dolomit im Udaithale scheint dies zuzutreffen, gleichwohl will ich zu bemerken nicht unterlassen, dass mir bei einem Abstieg durch dieses Thal die Verhältnisse doch viel verwickelter zu sein schienen, als dies das schematische Profil (S. 184) vermuthen lässt. Es verdiente gerade diese Gegend eine eingehendere Untersuchung. Den Contact am Plattkofl kann ich hingegen durchaus nicht so auffassen, wie es Mojsisovics (S. 198) gethan hat. Vom Sasso di Dam aus, d. h. von einer Entfernung von beinahe 10 km (Bild S. 200 l. c.), mag es ja wohl so erscheinen, als ob die Wengener Schichten sich auf der Südseite des Fassajoches auf die flache Böschung des Dolomites auflagerten, weil man da nicht im

Streichen der Grenze zwischen beiden Gesteinsmassen steht; aber auf dem Fassajoche selber stehend, sieht man die Dolomitmasse des Plattkofls mit steiler Felswand gegen das Joch hin abschneiden. Und diese Wand senkt sich nach Süden immer tiefer herab, während gleichzeitig vom Joch her der Tuff den anderen Hang gegenüber aufbaut. Nur auf der Schneide des Joches sitzt noch eine kleine Kappe von Dolomit den Wengener und den sie überlagernden fast horizontalen Cassianer Schichten auf. Er hat das Aussehen von Wettersteinkalk mit vortrefflicher Evinospongien-Structur, ist aber echter Dolomit, der indessen von dem Dolomit des Plattkofls durch eine kleine orographische Einsenkung auf der Schneide getrennt ist. Letzterer zeigt eine Art von Bankung oder Platten, die sich gegen die Schneide herabsenken. Das „zungenförmige Übergreifen der Riffmassen" ist also nicht wirklich zu sehen,

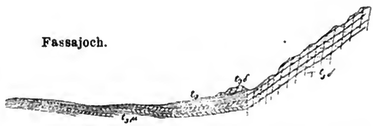


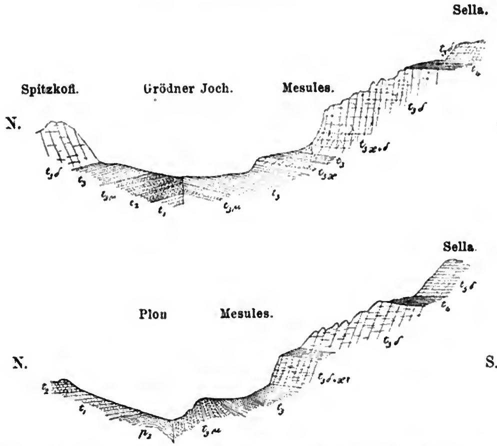
Fig. 13. Contact des Plattkofl-Dolomites mit den Melaphyrtuffen des Fassajoches. 1 : 37 500.

und es scheint mir sogar sehr viel wahrscheinlicher, dass gerade durch jene orographische Einsenkung eine Verwerfungsspalte hindurchzieht, welche den Plattkofl im Westen begrenzt und dann im rechten Winkel umbiegend, sich an dessen Nordrand fortsetzt, wo sie mit grösster Bestimmtheit nachgewiesen werden kann. Trotz der von Mojsisovics ausgesprochenen Erwartung, dass Niemand die Plattkofl-Böschung ernstlich für ein geneigtes Schlernplateau halten möchte, halte ich dies insofern doch noch keineswegs für ausgeschlossen, als auch auf der Nordseite der Mendoladolomit und die Buchensteiner Schichten deutlich nach Süden geneigt sind, nicht so steil allerdings wie die Plattung auf der anderen Seite des Berges, aber warum sollen die Schichten auf eine Entfernung von $1\frac{1}{2}$ km sich nicht steiler stellen können?

Besser sieht man jedenfalls den Contact mit dem zackenförmigen Ineinandergreifen beider Facies am Sett-Sass und am Grödner Joch. Es kann keinem Zweifel mehr unterliegen, dass das Richthofen-Riff ein wirklich in die versteinerungsreichen Cassianer Schichten eingelagerter

Dolomitklotz ist, der nach Osten sich rasch linsenartig zu einer dünnen dolomitischen Kalkbank verschmälert, nach kurzem Streichen reiner Kalkstein wird und als unbedeutende Einlagerung in den Cassianer Kalken und Mergeln ganz verschwindet.

Eine ähnliche linsenartige Einlagerung trifft man an den Mesules des Grödner Joches, die Mojsisovics (S. 230) in zwei vortrefflichen Lichtdruckbildern dargestellt hat. An dem schematischen Durchschnitt (S. 231) habe ich indessen einiges auszusetzen. Auch die geologische



p_3 Bellerophonkalk. t_1 Werfener Schichten. t_2 Muschelkalk. $t_3\mu$ Wengener Schichten. t_3 Cassianer Schichten. t_3x Wettersteinartiger Kalk. $t_3\delta$ Schlerndolomit. t_4 Raibler Schichten. $t_5\delta$ Dachsteindolomit.

Fig 14 u. 15. Zwei Durchschnitte durch den Nordrand des Sella-Massives bei Gröden. 1:37500.

Karte ist hier nicht ganz richtig und stellt die Tektonik viel einfacher dar, als sie wirklich ist. Die Karte gibt ein flachgespanntes Gewölbe, an dessen Aufbau sich die Trias von den Werfener Schichten an herauf bis zum Schlerndolomit betheiligt. Statt dessen sieht man bei Plon die Bellerophonkalke anstehen, auf denen gegen Norden regelmässig Werfener Schichten und Muschelkalk folgen. Gegen Süden wird aber die ganze Serie jählings durch sehr steil aufgerichtete Melaphyre und deren Tuffe abgeschnitten. Diese Verwerfungsspalte streicht auf das

Joch herauf und setzt sich auf der anderen Seite desselben bis über Corvara hinaus fort[1]. Es ist hier die Masse der Sella gegenüber derjenigen des Spitzkofls in die Tiefe gesunken. Auf dem Joche stehen tuffreiche und fossilarme Schichten an, die man als Cassianer oder noch als Wengener Schichten bezeichnen kann. Auf der Südseite des Joches ist in denselben ein weisses Kalklager eingeschaltet, das MOJSISOVICS als Dolomit bezeichnet und in dem er ausgezeichnete Blockstructur gesehen hat. Das Lichtdruckbild scheint ihm recht zu geben, aber es ist Täuschung. Die Blöcke, welche regellos an der Basis und am vorderen Ende des Kalklagers liegen, stecken nicht in den Wengener Schichten, sondern ruhen nur oberflächlich auf dem Berggehänge, auf

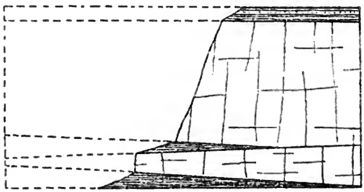


Fig. 16. Schematische Darstellung der Mesules.

das sie von dem Kalklager in Folge der Verwitterung und Erosion abgestürzt sind. Das Lager selbst ist gegen 100 m mächtig, wird aber gegen die Jochschneid hin schmächtiger. Es ist in festen Bänken abgesondert, die denen des Wettersteinkalkes ungemein gleichen. Blockstructur konnte ich ebensowenig, wie meine Begleiter Dr. FRAAS und VON WÖHRMANN darin entdecken. Darüber liegen nochmals fossilarme Cassianer Schichten und dann beginnt die eigentliche Felsenmauer der Sella zunächst mit weissem, dolomitischem Kalk, über dem erst hoch oben reiner Dolomit folgt. Auf der Ostseite des Joches ist alles dies noch viel besser zu beobachten, als auf der Westseite, von wo FRAAS[2] seine Profilansicht genommen hat. Dieses untere Kalklager lässt sich im Streichen noch weithin verfolgen und bildet auf der Nordseite der Sella den Sockel der gewaltigen Dolomitmassen. Er vereinigt sich gegen den „grünen Fleck“ hin so innig mit dem hangenden Dolomit und geht dabei selbst in solchen über, dass die Trennung beider nur

[1] s. M. OGILVIE l. c. map A.

[2] Scenerie der Alpen. S. 124.

noch durch eine horizontale Kluft angedeutet erscheint. Wahrscheinlich stehen die 20 m Cassianer Schichten des „grünen Fleckes“ mit den oberen Cassianer des Joches in Zusammenhang und wir hätten dann für sie ein starkes Anschwellen gegen SW., ein langsames Auskeilen im Dolomit gegen NO. anzunehmen, denn sie scheinen nicht tiefer in das Sella-Massiv einzudringen, was auf ein zickzackförmiges Ineinandergreifen beider Facies schliessen lässt.

Zur Erklärung dieses mehrfachen Wechsels und Ineinandergreifens der verschiedenen Facies hat Mojsisovics ungleiche Senkung des Meeresgrundes angenommen. In ähnlicher Weise hatte schon früher Richthofen eine der oberen Trias vorausgehende Faltung des untertriasischen Meeresbodens vermuthet, durch welche der Muschelkalk stellenweise trocken gelegt worden und während der auf die Mulden beschränkten Ablagerung der Buchensteiner und Wengener Schichten sedimentfrei geblieben wäre. Hierdurch sollte das stellenweise Fehlen der Wengener und auch der Cassianer Schichten unter dem Schlerndolomit erklärt werden, denn Richthofen, obwohl Begründer der Korallenriff-Theorie, sah in den Schlernriffen damals doch noch keine gleichzeitige Bildung mit den anderen Sedimenten der oberen Trias. Man hat diese Annahme gegenwärtig wohl ziemlich allgemein aufgegeben, weil eine wirkliche, erhebliche Discordanz zwischen unterer und oberer Trias nicht nachweisbar ist.

Nach Mojsisovics wuchsen die Riffe auf den erhöhten Theilen des Meeresbodens. Die rifffreien Districte entsprechen tieferen Meerestheilen, in denen die während der Riffperiode andauernde Senkung des Meeresbodens bedeutender gewesen ist als an den Stellen, wo die Riffe emporwuchsen (l. c. S. 487). Es wird hier also nicht etwa ein einfaches Steigen des Meeresspiegels, sondern eine Senkung des Meeresgrundes, und zwar eine ungleich grosse, angenommen.

Ich selbst bin 1886 zu ähnlichen Annahmen gelangt bei Erklärung der Bildung jener eigenthümlichen Kalkmassen der Juraformation in den Vilser Alpen, welche mitten in einer Mergel- und Sandfacies eine langgezogene, aber schmale Barrière formen. Die Fauna und Verbreitung dieser Kalkfacies verlangt dort unbedingt einen erhöhten Meeresgrund und da gerade dieser Theil in der nachfolgenden Kreideperiode erhebliche Dislocationen unzweifelhaft erfahren hat, so sehe ich in einer schon früheren Thätigkeit derselben die Ursache der Bodenanschwellung. In den Süd-Alpen liegen die Verhältnisse indessen ganz anders, weil die Kalkfacies hier viel grössere Räume einnimmt und an auf ihr Gebiet beschränkte Dislocationen nicht gebunden ist. Zum Verständniss

ihrer Entstehung ist es nöthig, sich über einige Punkte vollkommen Rechenschaft gegeben zu haben, die im Nachfolgenden der Reihe nach besprochen werden sollen.

1. Wettersteinkalk und Schlerndolomit bauen sich hauptsächlich aus den Resten abgestorbener Thiere und Pflanzen auf, die zum grössten Theil an Ort und Stelle sesshaft waren, zum kleinern Theil nach ihrem Tode erst zufällig hier aus dem Meereswasser zu Boden sanken. Anderes festes Material, als Sand, Thon, Geröllе etc., wurde diesen Kalken gar nicht zugeführt. So wuchsen diese Anhäufungen von Leichen abgestorbener Organismen langsamer oder schneller, je nach dem Reichthum des vorhandenen organischen Lebens, in die Höhe. Sei es in Folge sich zersetzender organischer Substanz, sei es in Folge rein physikalischer Verhältnisse, haben sich in diesen lockeren und porösen Anhäufungen aus dem darin stagnirenden Meereswasser allerhand Salze ausgeschieden, die ihrerseits zu weiteren chemischen Umsetzungen führten, so dass hierdurch aus jenen Leichenhaufen allmählich, je nachdem, ein Kalkstein oder ein Dolomit oder eine Mischung davon entstand. Man kann an dieser Art der Entstehung um so weniger zweifeln, als in neuerer Zeit ähnliche Bildungen auf dem Grunde unserer Meere mehrfach beobachtet und beschrieben worden sind.

2. Da auf demselben Meeresgrunde, nur an anderen Stellen, sich gleichzeitig Sande, Thone und Mergel ablagerten, die für einen grossen Theil ihres Materiales auf Einschwemmung und Zuführung fester anorganischer Bestandtheile von dem Festlande her angewiesen waren, so muss daraus geschlossen werden, dass die Gebiete der reinen Kalkfacies aus irgend welchen physikalischen Ursachen davon nicht betroffen werden konnten. Solcher Ursachen gibt es mehrere, z. B. allzugrosse Meerestiefe, grosse Entfernung von den Küsten und hügelartige Anschwellung des Meeresbodens. Die erste Ursache kann nicht in Betracht kommen, weil wir es nicht mit Tiefseeablagerungen zu thun haben. Die zweite Ursache hat wenig Wahrscheinlichkeit für den vorliegenden Fall, wegen der eigenthümlichen und regellosen Vertheilung der Kalkgebiete innerhalb der Mergel- und Sandfacies. Es bleibt also nur die dritte Ursache übrig. Bekanntlich werden die klastischen Bestandtheile von den Ufern aus auf sehr grosse Entfernungen in das Meer hinaus geführt. Die schwereren Körper sinken zuerst, die leichteren zuletzt, und darum auch in grösseren Abständen vom Ufer, zu Boden. Wo bestimmte Strömungen im Meereswasser herrschen, geht dieser Transport klastischer Bestandtheile natürlich ebenfalls in bestimmten

Richtungen und auf grössere Strecken vor sich, als bei wechselnden oder sehr schwachen Strömungen. Ebenso wirkt dabei die grössere Tiefe des Meeres mit, weil die Körper dann nicht sobald auf den Boden sinken. Wenn nun aber der Boden in einiger Entfernung vom Strande eine erhebliche Erhöhung macht, so werden die klastischen Bestandtheile durch dieselben wie von einer Barrière zurückgehalten, auf und hinter welcher organisches Leben sich ungestört entfalten kann. Es muss also angenommen werden, dass die reinen Kalke auf höherem, Mergel und Sandstein auf tieferem Meeresboden oder ganz nahe der Küste sich gebildet haben. Für die grossen eruptiven Tuffmassen und Melaphyrdecken der Wengener Schichten ist dies natürlich nicht gültig, denn sie lagerten sich da ab, wo die Eruptionen stattfanden, einerlei ob der Boden tief oder hoch lag. Aber sie blieben ihrem Ursprung entsprechend, auf engere Bezirke beschränkt, ausserhalb welcher, je nachdem, organogene

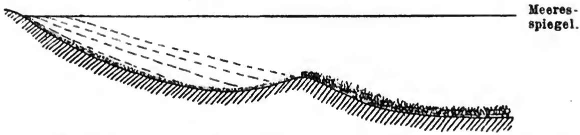


Fig. 17. Submarine Bodenerhebung als Hemmniss für die Verbreitung der von der Küste eingeschwemmten Senkstoffe und als gesicherter Standort von wenig oder gar nicht beweglichen Thieren und Pflanzen.

Kalkmassen oder mergelige Schichten zur Ablagerung gelangten, so dass sie an diese beiden Gebilde wechselweise angrenzen oder in sie übergehen. Einzelne Melaphyrergüsse haben sich auch in reinem Dolomitgebiet des Schlernes selbst späterhin noch wiederholt und die Einlagerungen auf der Höhe des Schlern und der Rothen Erde erzeugt.

Damit diese Unebenheiten des obertriasischen Meeresbodens sich bilden konnten, waren aber keineswegs unbedingt Hebungen und Senkungen des Bodens nöthig. Wahrscheinlich hatte schon eine ungleichmässige Zuführung der mächtigen sandigen Werfener Schichten und des Grödner Sandsteins solche Unregelmässigkeiten erzeugt. Das Vorkommen echter Kalkconglomerate im Muschelkalk und in den Campiler Schichten bei Wengen, Campil und dem Bade Ratzes sprechen sogar dafür, dass diese Unebenheiten bis zu erodirender Brandung ausgesetzten Untiefen geführt habe.

Noch eine vierte Ursache kann die Zuführung klastischen Ma-

teriales stellenweise oder zeitweilig verhindert haben: besondere Beschaffenheit des Festlandes, wodurch die Einmündung von Flüssen, welche das klastische Material in das Meer brachten, unmöglich wurde, oder Veränderungen des Klimas, welche die Flüsse austrockneten. In wie weit auch diese Ursache von Einfluss auf die triasischen Meeresablagerungen Süd-Tirols gewesen ist, lässt sich natürlich bei unserer fast vollständigen Unkenntniss des dabei in Betracht kommenden Festlandes nicht entscheiden.

3. Wir haben ein sehr gutes Mittel, um die Tiefen des alpinen Triasmeeres annähernd zu bestimmen. In den obertriasischen Sedimenten spielen Kalkalgen eine sehr hervorragende Rolle. Sie gehören den Siphoneen und Codiaceen an. Seltener treten sie auch schon im Muschelkalk auf. Die Regionen reicher Algenentfaltung reichen gegenwärtig selten mehr als 80 Faden, niemals aber, wie es scheint, tiefer als 200 Faden unter den Meeresspiegel herab, weil sie des Sonnenlichtes bedürftig sind. Tiefer als 400 m kann also das alpine Triasmeer nirgends da gewesen sein, wo Wettersteinkalk, Schlerndolomit, Esinokalk, Cassianer Mergel und Raibler Schichten zur Ablagerung kamen. Da nun aber diese Ablagerungen selbst viel mächtiger sind als die berechnete Meerestiefe, so geht daraus hervor, dass während ihres Absatzes der Meeresboden sich langsam gesenkt oder der Meeresspiegel sich gehoben haben muss. Zu derselben Annahme führt übrigens auch das Studium der Triasablagerungen im Norden der Alpen. In Bayern erreichten dieselben Mächtigkeiten von 700, in England von 1000 m und sind dabei doch meist von einer Natur, die auf so bedeutende Meerestiefen nicht zu schliessen erlaubt. Man kann diesen Umstand verwerthen, um der Annahme einer allgemeinen positiven Bewegung des Meeresspiegels das Wort zu reden. Indessen spricht mancherlei dagegen: in den Alpen müsste eine solche Bewegung wenigstens 1500 m betragen haben; in Deutschland und England hätte das eine Transgression der jüngeren Triasglieder hervorrufen müssen, die thatsächlich nicht existirt. Wahrscheinlicher ist es deshalb, dass, wenn auch vielleicht nicht ausschliesslich, Bewegungen des Meeresbodens stattgefunden haben, welche im Alpengebiet zu stärkeren Senkungen als im Norden geführt haben.

Wir können also die zu Beginn dieses Capitels aufgeworfene Frage, ob der Schlerndolomit eine Korallenriffbildung sei, jetzt mit einem entschiedenen Nein beantworten, sobald man die Frage in dieser Allgemeinheit noch stellen will. Die bisher besprochenen reinen Kalk- und Dolomitmassen der oberen Trias sind allerdings vorwiegend organogenen

Ursprungs und verdanken ihre Massigkeit dem Wachsthum von Thieren und Pflanzen in wenig tiefen oder sogar seichten Meerestheilen. Aber Korallen haben dabei durchaus keine besonders hervorragende Rolle gespielt, wenn schon sie stellenweise wahre Rasen bildeten und wohl auch zu kleinen echten Riffbildungen geführt haben mögen. An den meisten Orten hingegen treten sie anderen Thieren und den Pflanzen gegenüber so sehr in den Hintergrund, dass wir sie nur als einen untergeordneten Bestandtheil der Fauna bezeichnen können. Viel bedeutsamer werden sie statt dessen mancherorts in den Cassianer und Raibler Schichten. Es ist bezeichnend genug, dass der Schlerndolomit des Schlernes selbst nur sehr wenige Spuren von Korallen aufweist, während die wenig mächtigen Dolomitplatten der Raibler Schichten auf dem Schlernplateau, also unmittelbar im Hangenden des letzteren, geradezu aus Korallen zusammengesetzt sind, so dass sie als wahre Korallenrasen bezeichnet werden müssen. Die Dolomitisirung des Gesteines hat dieselben keineswegs verwischt und unkenntlich gemacht. Wir können aber auch da nicht von eigentlichen Riffen, sondern nur von Rasen sprechen, denn ihre Höhenentwickelung ist nur eine sehr geringe.

Soll nun aber für den Schlerndolomit wenigstens der Name „Riff" beibehalten werden, wofür neuerdings auch Suess[1] sich ausgesprochen hat?

Das wird ganz von der Definition abhängen, die man dem Worte geben will. Versteht man darunter steil und hoch vom Meeresboden aufragende Massen, etwa wie die Koralleninseln des Stillen Oceans, dann passt der Name für die Süd-Alpen ganz und gar nicht. Begreift man darunter aber auch die submarinen, organogenen Plateaus des Golfes von Mexico und die *Dacia*-Bank der Tiefsee, dann liesse sich der Name „Dolomitriff" wohl auch fernerhin auf die Alpen anwenden, doch müsste vorher eine entschiedene Umprägung dieses Gliedes unseres Wortschatzes vorgenommen werden.

λ. Die Raibler Schichten.

Fast überall in den Ost-Alpen kündet sich diese Periode durch Ablagerungen reichlichen klastischen Materiales an, in welchem Landpflanzen in viel grösserer Häufigkeit begraben worden sind, als dies in den vorausgehenden Perioden der Fall war. Im Nordosten der Alpen haben sich sogar abbauwürdige Kohlenflötze gebildet. Auch Gyps- und Salzthonlager sind nicht selten und vervollkommnen das Bild eines seichten und küstennahen Meeres. Dem entsprechend ändert sich auch

[1] Antlitz der Erde. Bd. II. 1888. S. 331.

der Charakter der Fauna. Cephalopoden und Brachiopoden werden seltener, dickschalige Bivalven und Gasteropoden stellen sich ein. Gleichwohl blieb ein viel grösserer Theil der vorhergehenden Fauna am Leben, als man früher anzunehmen geneigt war. Insbesondere die eingehenden Arbeiten Wöhrmann's und Koken's haben gelehrt, dass von 86 Arten der nordalpinen Raibler Schichten 29, also 36 % mit Cassianer Arten übereinstimmen, und das gleiche gilt für die 73 Arten der rothen Schlernplateauschichten, die 27 Arten mit St. Cassian gemein haben. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen ist sehr schwankend. Manchmal scheinen sie fast ganz zu fehlen, gewöhnlich überschreiten sie 100 m nicht, erlangen ausnahmsweise aber auch bedeutende Stärke, wie z. B. bei Raibl eine solche von 800 m.

So grossartig sie auch bei Raibl aufgeschlossen und so reich sie dort an Versteinerungen sind, so gehen die Auffassungen derjenigen Forscher, die sich eingehender damit beschäftigt haben, doch ziemlich weit auseinander. Durchschreitet man die südfallenden Schichten von Nord nach Süd, so erhält man nach Suess[1] nachstehende Aufeinanderfolge:

1. Werfener Schichten,
2. dolomitische Kalksteine,
3. dunkle Kalksteine,
4. Porphyr, doleritischer Tuff mit Pflanzen und Kalklager mit Cassianer Versteinerungen,
5. erzführender Kalk und Dolomit,
6. pflanzen- und fischführende Schiefer,
7. Kalke mit Korallen etc. und mit pflanzen- und fischführenden Einlagerungen,
8. taube Schiefer, 200 m mächtig,
9. Kalke mit *Myophoria Kefersteini* (eigentliche Raibler Schichten),
10. Hangendschichten mit *Spiriferina gregaria* etc.,
11. Dolomit mit Hornsteinknollen, über 100 m stark,
12. Torer Schichten, 200 bis über 300 m mächtig,
13. Dolomit (20 m), darüber Kalkstein (50 m) mit Crinoideen,
14. mächtiger Dolomit.

Es soll davon 2—3 dem Muschelkalk, 4—13, in einer ungefähren Mächtigkeit von 2000 m, der oberen Trias entsprechen.

Anders ist die Meinung von Stur[2], der zwischen 4 und 5 eine Verwerfung, bezw. Überschiebung legt, so dass der erzführende Dolomit,

[1] Jahrb. geol. R.-A. 1867. S. 554.
[2] Jahrb. geol. R.-A. 1868. S. 109.

welcher mit 4 als gleichalterig und als verschiedene Facies desselben aufgefasst wird, über 4 zu liegen kommt. Der Dolomit soll ein Korallenriff sein, und die folgenden Schichten 6—12 sollen dasselbe nicht überlagern, sondern sich als gleichzeitige Bildungen discordant an dasselbe anlagern. Es wäre also die obere Trias gar nicht so mächtig, höchstens 1000 m, weil 6—12 = 5 = 4.

Diener[1] acceptirt 5 als Korallenriff, lässt es aber normal auf dem älteren 4 ruhen. Nur 6—11 sollen Aequivalente des Korallenriffs sein, während 12—13 jünger sind und als die wahren Raibler bezeichnet werden, obwohl Suess gerade für diese den Namen Torer Schichten aufgestellt hatte und in 9 die eigentlichen Raibler sah. Es herrscht also weder über die Lagerung noch über das Alter der einzelnen Schichten Einigkeit.

Eigene Begehungen dieses Gebietes im Jahre 1885 haben mich überzeugt, dass der erzführende Dolomit (5) wirklich normal auf den Kaltwasserschichten (4) liegt und dass ebenso eine Discordanz der Schichtenstellung zwischen diesen Dolomit (5) und die Schiefer (6) fällt. Allein sie ist wahrscheinlich, an einigen Stellen sicher, Folge einer späteren Verwerfung. Solche Verwerfungen spielen aber, wie dies auch Stur erwähnt, hier eine viel grössere Rolle als das aus der Diener'schen Karte hervorzugehen scheint. Es muss wirklich auffallen, dass für dieses klassische Gebiet noch immer eine zuverlässige geologische Aufnahme fehlt[2].

Eine ursprünglich discordante Anlagerung der fischführenden Schiefer an den Dolomit erscheint mir auch aus petrographischen Gründen als sehr unwahrscheinlich. Dem Alter nach gliedere ich in folgender Weise:

1. Werfener oder *Clarai*-Schichten,
2. Myophorienschichten,
3. Muschelkalk,
4. Porphyrtuffe und Cassianer Mergel mit *Encrinus cassianus*, *Myophoria decussata* und *ornata*, *Cardita crenata*, *Pachycardia rugosa*, *Cardinia problematica*, *Holopella Lommeli*, *Loxonema subornata*, *Equisetites arenaceus*, *Pterophyllum Jaegeri*, *Gümbeli* und *Haidingeri*,
5. Erzführender Dolomit. Etwa 1000 m.

[1] Zur Geologie des Centralstockes der Alpen. Jahrb. geol. R.-A. 1884. S. 659.

[2] B. Studer hat schon 1829 die Verwerfung am Fallbach und die concordante Auflagerung der Fischschiefer auf dem erzführenden Dolomit beobachtet und gegenüber Keferstein aufrecht erhalten. (N. Jahrb. f. Min. etc. 1829. II. S. 758.)

6. Bituminöse Schieferplatten, Mergel und Kalke. Unter den zahlreichen meist auf diesen Fundort beschränkten Versteinerungen sind folgende Cassianer Arten gefunden worden: *Posidonomya wengensis*, *Halobia Lommeli* (1 Stück!), *Trachyceras Basileus* (1 St.), *furcatum* (1) und *Aon* (1). Etwa 100 m.
7. Raibler Schichten mit *Myophoria Kefersteini*, *Terebratula carinthiaca*, *Spiriferina gregaria*, zu oberst die Dolomitbänke mit *Megalodon carinthiacum*. Etwa 400 m.
8. Torer Schichten mit *Ostrea montis caprilis*, *Astarte Rosthorni*, *Pecten filosus* etc. Etwa 300 m.
9. Hauptdolomit.

4 kann danach nur als ein Aequivalent der Cassianer Schichten mit Annäherung an die Wengener Facies, der Dolomit (5) als ein solches des Schlerndolomites angesehen werden. Über die Stellung der Raibler bituminösen Schiefer kann man hingegen zweifelhaft bleiben. So verlockend es auch ist, sie wegen ihrer Gesteinsbeschaffenheit noch den Raibler anzuschliessen, so sprechen die Versteinerungen doch eher für Zugehörigkeit zu der Cassianer oder allgemeiner ausgedrückt der norischen Stufe.

Etwas Ähnliches hat die gründliche Bearbeitung der Fauna der nordalpinen Raibler Schichten Bayerns und Tirols durch S. von Wöhrmann[1] zu Tage gefördert. Wo diese Schichten reich entwickelt sind, werden sie in der Regel durch eine mächtige Einlagerung fossilfreier Kalke und Dolomite in zwei Theile zerlegt. Der obere besteht aus Mergeln, Sandsteinen, Kalken und Rauhwacken mit *Ostrea montis caprilis*, der untere aus Kalken, Sandsteinen und Mergeln mit *Halobia Lommeli*, *rugosa* und *Spiriferina gregaria*. Dieser untere Horizont nun führt bei 26 Arten 18 Cassianer Formen (= 70 $^0/_0$), der obere bei 59 Arten 18 (= 30 $^0/_0$). Von den 8 Arten des unteren Horizontes, die nicht aus Cassianer Schichten bekannt sind, kommt *Traumatocrinus* im Wetterstein- und Hallstätter Kalk, *Spiriferina gregaria* wahrscheinlich schon in Partnachschichten vor, 4 weitere Arten sind nur erst von da bekannt und der einzige *Astropecten Pichleri* könnte als eine nur aus höheren Raibler Schichten bekannte Form angeführt werden.

Man wird also gar nicht anders können, als diesen unteren Mergelzug von dem Raibler zu trennen und seiner Fauna entsprechend zu den norischen Schichten zu stellen, die demnach den Wettersteinkalk (als

[1] Jahrb. geol. R.-A. 1889. S. 181.

Partnachschichten) nicht nur unterlagern, sondern auch noch, wenn schon in sehr geringer, 30 m wohl nicht überschreitender Mächtigkeit, überlagern. Während die Fauna der Partnachschichten durch Brachiopoden ausgezeichnet ist, besteht der Reichthum dieser oberen norischen Mergel aus Bivalven. Echinodermen sind in beiden gleich häufig, aber Sandsteine mit Pflanzen kommen nur in letzteren vor; der bekannte Pflanzensandstein des Ferchenbaches gehört hierher. Der Wettersteinkalk ist zwischen beiden eingeschlossen und wenn auch diese oberen norischen Mergel nicht überall in den bayerischen und nordtiroler Alpen entwickelt sind, so beweist ihr Vorhandensein überhaupt doch die Richtigkeit, dass der Wettersteinkalk nur eine besondere Facies der norischen Stufe sei.

Ich halte es für nothwendig, diesem Horizonte einen besonderen Namen zu geben, weil er doch immer zugleich eine besondere Facies darstellt, die von der der Partnachschichten und der echten Cassianer Schichten erheblich abweicht. Da seine besten Aufschlüsse in der Umgebung von Hall in Tirol, besonders am Haller Anger liegen, so nenne ich diese Ablagerungen Haller Schichten.

Wöhrmann hat sie in seiner hierfür grundlegenden Arbeit mit dem höheren Mergelzuge der Raibler Schichten zu einem *Cardita*-Horizonte vereinigt, indem er auf die Gemeinschaft der *Cardita Gümbeli* und der Sphaerocodien einen besonderen Werth legte. Die Fauna dieses oberen Mergelzuges enthält aber unter 38 Arten nur noch 12 Cassianer Formen (= 32 %) und unter den 26 anderen Arten befinden sich bereits die ganz bezeichnenden Raibler Arten: *Ostrea montis caprilis*, *Gervillia Bouëi*, *Myophoria fissidentata* und *Astartopsis Richthofeni*. Ich zähle diesen Horizont deshalb schon zu den unteren Raibler Schichten, wohin auch die Schichten der *Myophoria Kefersteini* von Raibl gehören. Wöhrmann's „oberer Horizont" endlich mit 37 Arten enthält noch 11 Cassianer Formen (= 30 %), unterscheidet sich hierin also nicht wesentlich von den liegenden Mergeln und Kalken, mit denen er auch petrographisch ein nur schwer zerlegbares Ganze bildet. Es treten aber hier noch folgende charakteristische Formen hinzu: *Terebratula Paronica*, *Pecten filosus*, *Mytilus alpinus*. Mit Recht sieht Wöhrmann darin ein Aequivalent der Torer Schichten von Raibl.

In Süd-Tirol am Schlern fehlen nach den Untersuchungen von Wöhrmann und Koken[1] die Haller Schichten ganz. Die Raibler liegen

[1] Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. Zeitschr. D. geol. G. 1892. S. 167.

unmittelbar auf dem Schlerndolomit. Unter 73 Arten sind 27 Cassianer Formen (= 37 %). Von typischen Torer Arten ist nur *Lima incurvostriata* zu erwähnen, so dass Wöhrmann in den rothen Schlernschichten nur ein Aequivalent der unteren oder eigentlichen Raibler sehen will.

Auf eine Parallelisirung mit den Raibler Schichten aus den österreichischen und steyerischen Alpen gehe ich hier nicht ein, weil mir dafür die eigene Anschauung fehlt. Das durch Sandberger[1] nachgewiesene Vorkommen der *Astarte Rosthorni* und der *Myophoria Kefersteini* in den unteren Gypsmergeln des Keupers lässt die Raibler Schichten als ein ungefähres Aequivalent des eigentlichen Keupers erscheinen und macht es äusserst wahrscheinlich, dass die Lettenkohle in die norische Stufe fällt.

μ. Der Hauptdolomit.

Mit diesem meist sehr mächtigen und fossilarmen Gesteine gelangen wir zu einem der verbreitetsten, aber stratigraphisch sehr unsicheren Horizonte. In den Nord-Alpen ist er so gut wie versteinerungslos; specifisch meist nicht einmal bestimmbare Gasteropodenabdrücke sind eine grosse Seltenheit, ebenso kleine Coniferenzweige *(Pagiophyllum)*. Asphaltschiefer mit Fischresten sind nur untergeordnete Einlagerungen. In den Süd-Alpen wird der Hauptdolomit meist als Dachsteinkalk bezeichnet, was nicht gerade als ein glücklicher Name gelten kann. Er unterscheidet sich von dem Dolomit der Nord-Alpen durch dickere Bankung und geringere bituminöse Beimengungen. Auch ist er wohl nie so engmaschig zerklüftet. An Versteinerungen ist er aber reicher. Die häufigsten Versteinerungen, die aus ihm angegeben werden, sind: *Gyroporella vesiculifera* Gümb., *Avicula exilis* Stopp., *Megalodon triqueter* Wulf. und *Turbo solitarius* Ben.

Dieser Dolomit stellt in den Süd-Alpen sehr häufig, in den Nord-Alpen seltener alle Ablagerungen der oberen Trias von den Raibler Schichten an bis herauf zum Lias dar. Er kann also die ganze rhätische Stufe vertreten. Seine Mächtigkeit schwankt je nachdem zwischen 200 und 1000 m.

Wöhrmann hat jedoch darauf aufmerksam gemacht, dass in Südtirol ein unterer Theil dieses Dolomites möglicherweise noch zu den Raibler Schichten gehört. Der verhältnissmässig kleine *Megalodus* der am Schlern und im Ennebergischen gewöhnlich einige Bänke des sog. Dachsteinkalkes im unmittelbaren Hangenden der Raibler Schichten

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1866. S. 34.

erfüllt, ist als Steinkern zwar nicht sicher der Art nach zu bestimmen, könnte aber ganz gut mit dem *M. carinthiacus* übereinstimmen. Kartographisch wird sich jedoch eine Zweitheilung des Hauptdolomites kaum durchführen lassen, weil man um die hangende Grenze für die untere Abtheilung in Verlegenheit käme. Aber dass auch bei Raibl selbst ein Theil dieses Dolomites noch in die karnische Stufe gehört, dafür sprechen die Verhältnisse am Thorsattel.

ν. Kössener Schichten und Plattenkalk.

Der auffallende Facieswechsel innerhalb der Kössener Schichten ist von Suess eingehend für einige Theile der Ost-Alpen beschrieben worden. Ich will darauf nicht näher eingehen, weil diese Verhältnisse für unser Profil ohne Belang sind, und nur bemerken, dass die regelmässige Aufeinanderfolge von schwäbischer, karpathischer, Kössener und Salzburger Facies, wie sie im Osterhorngebirge existirt, anderwärts nicht immer in derselben Weise vorkommt. Jedoch scheint in der Regel, wenn sie überhaupt entwickelt ist, die schwäbische Facies den Anfang zu machen. Schwer, ja eigentlich ganz unmöglich ist es, die Kössener von den Plattenkalken zu unterscheiden, weil unmerkliche Übergänge zwischen ihnen existiren, doch ist ersterer gewöhnlich der ältere und der Hauptdolomit geht durch die Facies des Plattenkalkes häufig in die der Kössener Schichten über. Werden die Platten dicker und hellfarbig, dann weiss man bald nicht mehr, ob man sie schon Dachsteinkalk nennen soll. Korallen sind nicht selten, die lithodendronartigen Stöcke bilden oft ganze meist bis 1 m starke Kalkbänke, die zwischen korallenfreien Mergeln oder dünnen Kalkplatten eingeschaltet sind. Es sind Rasen, aber keine Riffe.

Eine etwas abweichende Ausbildung erlangen die Kössener Schichten im Gebiete der centralen Alpen, wo sie discordant auf palaeozoischen und archäischen Schiefern ruhen. Ihre Entwickelung westlich der Sill wird soeben von Frech eingehender untersucht und nächstens beschrieben werden. Ich beschränke mich deshalb auf die Gebiete östlich der Sill, wo ich schon 1891 an den Tarnthaler Köpfen ein Lager von rhätischen Versteinerungen entdeckt habe. Die Schichtenfolge beginnt mit einem sandigen verrucanoartigen Schiefer, der in seiner Mächtigkeit bedeutenden Schwankungen unterliegt und aus klastischem Quarz und selteneren Feldspathkörnern besteht, die in einem feinkörnigen Bindemittel von Quarz und Muscovit eingebettet liegen. Der Glimmer ist auf den Schieferungsflächen zu dünnen, hellen, sericitischen Häuten

verwoben. Darauf folgt ein schwarzer bis weisser Dolomit, der in seinen unteren Lagen mit dem Schiefer wechselt oder auch nur Linsen in demselben bildet und zugleich nicht selten durch Quarzsand verunreinigt ist. Nach oben wird er reiner und ist in dicken Bänken abgesondert. Erst zu oberst wird er dünnbankig und nimmt zugleich Lagen von schwarzem Thonschiefer auf. Hier fand ich in dünnplattigen schwarzen Kalken von im Ganzen einigen Metern Mächtigkeit eine echte Kössener Fauna. Leider lässt der Erhaltungszustand manches zu wünschen übrig. Ich bestimmte: *Terebratula gregaria*, *Modiola minuta*, *Gervillia praecursor*, *Corbula alpina*, *Pecten* sp. *Thecosmilia* cf. *fenestrata* Reuss und cf. *Convexastrea Azzarolae* Stopp. Darüber folgen noch weitere Dolomite und Thonschiefer. Aber die Gesteine werden auffallend brecciös. Auch sind überall sericitische Glimmerhäute ausgeschieden, selbst in dem liegenden Dolomit — eine Erscheinung, die den triasischen Dolomiten der Nord- und Süd-Alpen ganz fremd ist und hier als ein durch die Nähe der älteren Schiefer bedingtes Product der allgemeinen Gebirgsmetamorphose gelten muss. Noch höher folgen dann dünnplattige Kalke, die wahrscheinlich schon zum Lias gehören und dort besprochen werden sollen.

Dieser Dolomit ist mineralogisch als der Fundort wohl ausgebildeter Albite von Bedeutung. Die auf die Gehänge von Hinter-Schmirn herabgefallenen Blöcke werden von den Mineralienhändlern ausgebeutet in der Meinung, sie gehörten zu dem Kalkschiefer des Untergrundes. Diejenigen, welche vom Miesljoch stammen, scheinen bis jetzt der Beobachtung entgangen zu sein.

Im Gebiete unseres Profiles dringen also die Glieder der unteren Trias nicht mehr in die centralen Alpen ein, wenn wir dabei von der schmalen Zone bei Schwaz und den Gyroporellen-führenden Kalken bei Mauls absehen. Erst das rhätische Meer hat sich von beiden Seiten über die das südliche und nördliche Triasmeer trennende Landbarrière ausgebreitet und dieselben vereinigt. Entsprechend dieser Transgression beginnen auch die Sedimente mit den vorwiegend klastischen verrucanoähnlichen Schiefern, in ähnlicher Weise wie das auch bei der Transgression des Perm-Meeres in den Süd-Alpen der Fall war.

ξ. Zusammenfassung der Triasglieder.

Nach den vorausgehenden Erörterungen gliedere ich die alpine Trias der Ost-Alpen in der nachstehenden Weise:

Obere Trias.	Rhaetikum.	Kössener Schichten, Plattenkalk, Dachsteinkalk, Hauptdolomit.	Rhät.
	Karnikum.	Torer Schichten. Raibler Schichten.	Keuper. Lettenkohle.
	Norikum.	Haller Schichten. Wettersteinkalk, Schlerndolomit. Partnachschichten, Cassianer Schichten. Wengener Schichten.	
Untere Trias.	Muschelkalk.	Buchensteiner Schichten, Alpiner Muschelkalk, Mendoladolomit.	Muschel-kalk.
	Bunt-sandstein.	Myophorien-Schichten (Campiler Schichten, Guttensteiner Kalk).	Röth.
		Clarai-Schichten, Werfener Schichten (Seisser Schichten).	Bunt-sandstein.

Den von Mojsisovics in Anwendung gebrachten Namen der norischen und karnischen Stufe sind hier etwas abweichende Begriffe beigelegt, wie dies auch neuerdings Gümbel in ähnlicher Weise gethan hat. Die Berechtigung zu einer solchen Veränderung entnehme ich dem Umstand, dass Mojsisovics selbst in den 25 Jahren, seit dem er diese Namen geschaffen hat, die tiefgreifendsten Umprägungen, bis in die allerneueste Zeit sogar, damit vornahm, wie aus der nachfolgenden Tabelle hervorgeht.

Man ersieht, dass die neue juvavische Stufe eigentlich doch nur eine obere Abtheilung der karnischen Stufe ist. Beunruhigend muss hingegen wirken, dass die Zlambach-Schichten jedesmal ihren Platz wechselten, und dass, was erst norische Stufe war, jetzt oberste karnische geworden ist, so dass diesem Theil der norischen Alpen die nach ihnen benannte Stufe sogar ganz abhanden gekommen ist.

In neuerer Zeit macht sich verschiedentlich das Bestreben geltend, Partnach-, Cassianer Schichten, Wettersteinkalk und Esinokalk als Aequivalente des deutschen oberen Muschelkalkes aufzufassen, so dass die Raibler und Torer Schichten allein Lettenkohle und Keuper zu vertreten hätten. Seine Untersuchungen der Marmolata-Fauna haben Dr. Salomon darin eine grössere Anzahl von Muschelkalkformen auffinden

<table>
<tr><th colspan="6">Nach Mojsisovics 1869.</th><th colspan="6">1879.</th><th colspan="2">1892.</th></tr>
<tr><th></th><th></th><th>Bayer.-tiroler Alpen.</th><th>Norische Alpen.</th><th>Süd-Tiroler Alpen.</th><th>Karnische Alpen.</th><th colspan="3">Mediterrane Provinz.</th><th colspan="3">Juvavische Provinz.</th><th>Juvav. Prov. = nor. Alpen. e. p.</th><th></th></tr>
<tr><td>Rhät.</td><td></td><td>Kössener Schichten.</td><td></td><td></td><td></td><td colspan="3">Kössener und ob. Dachsteinkalk.</td><td colspan="3">Kössener und ob. Dachsteinkalk</td><td>Dachsteinkalk.</td><td>Rhät.</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Karnische Stufe.</td><td rowspan="2">Larisch.</td><td>Seefelder Dolomit.</td><td>Dachsteinkalk.</td><td>Dachsteinkalk. Torer Schichten.</td><td>Dachsteinkalk.</td><td colspan="3">Hauptdolomit und Dachsteinkalk.</td><td colspan="3">Hauptdolomit und Dachsteinkalk.</td><td>Hallst. Kalk mit A. Metternichi. Zlambach-Schichten.</td><td>Juvavische Stufe.</td></tr>
<tr><td>Wettersteinkalk.</td><td>Wettersteinkalk.</td><td>Schlerndolomit und Esinokalk.</td><td>Opponitzer Dolomit.</td><td colspan="3">Raibler Schichten.</td><td colspan="2"></td><td rowspan="3">Hallstätter Marmor.</td><td rowspan="2">Hallstätter Kalk.</td><td rowspan="2">Karnische Stufe.</td></tr>
<tr><td>Badiotisch.</td><td>Obere Cardita-Schichten.</td><td>Oberer Hallstätter Kalk.</td><td>Cardita-Schichten. (Fischführ. Raibler.)</td><td>Opponitzer Schichten. Lunzer Sandstein. Zone des A. floridus. Zone des aonoides.</td><td>St. Cassianer Schichten.</td><td rowspan="3">Partnachschichten.</td><td rowspan="3">Wettersteinkalk und Schlerndolomit.</td><td rowspan="3">Dolomit.</td><td rowspan="3">Draxlehner Plattenkalk.</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Norische Stufe.</td><td>Halorisch.</td><td>Reichenhaller Kalk. Haselgebirg.</td><td>Unterer Hallstätter Kalk. Zlambach-Schichten. Reichenh. Kalk. Salzgebirg.</td><td>Wengener Schichten. Augitporphyr. Dolomit (erzführender).</td><td>fehlt.</td><td>Wengener Schichten.</td><td>fehlt.</td><td rowspan="2">Norische Stufe.</td></tr>
<tr><td>Oenisch.</td><td>Partn.-Dolomit. Partnach-Schichten.</td><td>Partn.-Dolomit. Pötschenkalk. Kalk mit Halobia Lommeli.</td><td>Tuffe mit Hal. Lommeli u. Kaltwasser-Sch.</td><td>Kieselkalk mit Halobia Lommeli.</td><td>Buchensteiner Kalk.</td><td>Zlambach-Schichten.</td><td>fehlt.</td></tr>
</table>

lassen, als man früher vermuthete, wo die alpine obertriasische Fauna der untertriasischen ziemlich fremdartig gegenüber zu stehen schien. Es wird damit jedoch nur in den Alpen eine Thatsache festgestellt, die in der ausseralpinen deutschen Trias schon längst bekannt ist, dass nämlich die Lettenkohlenstufe, wo sie marine Reste enthält, ebenfalls zahlreiche Beziehungen zur Muschelkalkfauna besitzt und sich in dieser Richtung enger an den Muschelkalk als an den eigentlichen Keuper anschliesst. Um diesen Verhältnissen Rechnung zu tragen, hat man bisher dreierlei Wege eingeschlagen: man stellt die Lettenkohle als selbständige Stufe zwischen Keuper und Muschelkalk, oder man rechnet sie als eine obere Abtheilung zum Muschelkalk oder endlich man nimmt ihr den unteren Theil, der am meisten marine Reste enthält (den *Trigonodus*-Horizont), und stellt ihn zum Muschelkalk, den oberen Theil beim Keuper belassend. Der letzte Weg scheint mir deshalb nicht empfehlenswerth, weil doch auch in der oberen Lettenkohle eine marine Fauna vorkommt, welche sich durch *Myophoria Goldfussi*, *laevigata* und *vulgaris*, *Gervillia socialis*, *substriata*, *Lima striata* u. a. auf das innigste an die Fauna des *Trigonodus*-Horizontes anlegt und zugleich noch zahlreiche typische Muschelkalkformen enthält. Für die marine Lettenkohlenfauna scheint die *Myophoria Goldfussi*, welche nur auf sie beschränkt ist, ein so häufiges Leitfossil zu sein, dass es kaum angeht, diese Ablagerungen auseinander zu reissen.

Der andere Weg, den Eb. Fraas[1] neuestens befürwortet, hat vieles für sich, besonders deshalb, weil die Lettenkohlenfauna als Horizont der *Myophoria Goldfussi* dabei ganz ungetheilt bleibt. Indessen werden sich wohl nur wenige dazu entschliessen können, eine Ablagerung, die häufig gar keinen Kalk enthält, als Muschelkalk zu bezeichnen, und letzteren in 4 Abtheilungen zu bringen. Es scheint mir dabei doch auch zu geringes Gewicht auf die Landflora gelegt zu sein, die in der Lettenkohle und dem Keuper bekanntlich eine äusserst ähnliche Entfaltung zeigt. Dahingegen halte ich es bei der in der Lettenkohle immerhin vorhandenen Eigenart des Faunen- und Florenbestandes für durchaus unverfänglich, wenn man ihr als Ganzes eine selbständige Stellung zwischen dem Keuper und dem Muschelkalk anweist und in der Gemeinschaft von Arten, wie *Myophoria vulgaris*, *laevigata*, *Gervillia socialis* und *Lima striata* die natürliche Verknüpfung des Vorausgehenden mit dem Nachfolgenden sieht, die ja überall vorhanden

[1] Zeitschr. D. geol. Ges. 1892. S. 564.

zu sein pflegt, wo zwei Stufen unmittelbar, ohne Discordanz und in ähnlicher Facies aufeinanderfolgen.

Wenn also auch in der norischen Stufe der Alpen sich die Muschelkalkarten mehren, so ist das noch lange kein Grund, dieselbe mit dem oberen deutschen Muschelkalk (Trochitenkalk, *Nodosus*- und *Semipartitus*-Horizont als altersgleich anzusehen, besonders auch deshalb, weil diese Muschelkalkarten ja zumeist Arten des alpinen Muschelkalkes und in keinem Falle für den oberen Muschelkalk charakteristisch sind. Die Leitfossilien des letzteren sind auch heute noch in den Alpen unbekannt. Wenn man aber die Lettenkohle als oberen Muschelkalk ansehen will, dann hat man doch gewiss auch dasselbe Recht, diesen mit der norischen Stufe in Verbindung zu bringen. In Wirklichkeit besteht ja nur eine sichere palaeontologische Beziehung einerseits zwischen dem unteren deutschen und dem alpinen Muschelkalk, anderseits zwischen den bunten Keupermergeln und der karnischen Stufe. Was dazwischen liegt, in den Alpen der Buchensteiner Kalk und die norische Stufe, ausserhalb der Alpen der obere Muschelkalk und die Lettenkohle, wird sich im Ganzen dem Alter nach entsprechen, aber ob in jedem Gebiete die unteren und oberen Stufen genau zeitlich miteinander übereinstimmen, sind wir gegenwärtig zu beurtheilen noch nicht im Stande. Jedenfalls ist es einleuchtend, dass eine Gliederung der Trias in palaeontologische Horizonte sachgemässer in den Alpen, wo überall marine Faunen darin erhalten sind, als in Deutschland, wo letztere in dem Keuper fast ganz fehlen, durchgeführt werden kann. Es hiesse aber den Thatsachen den allergrössten Zwang anthun, wenn man in den Alpen die Fauna der Cassianer Schichten mit derjenigen des alpinen Muschelkalkes vereinigen und derjenigen der Raibler Schichten gegenüber stellen wollte. Haug[1] hat darum in einer sehr klar geschriebenen Schilderung der gegenwärtigen Anschauungen auch nicht anders gekonnt, als diese Trennung aufrecht zu erhalten, indem er die alpine Trias in Werfénien (Buntsandstein), Virglorien (Wellenkalk), Tyrolien (mittlerer und oberer Muschelkalk, Lettenkohle und unterster Keuper(?)) und Juvavien (Keuper) eintheilt. Gegen die Anwendung des von Lapparent vorgeschlagenen Namens Tyrolien ist jedoch einzuwenden, dass dieses Wort in Deutschland schon eine andere wohlbekannte Bedeutung hat und auch in seiner adjectivischen Anwendung zu Missverständnissen führen müsste. Ein obertriasischer

[1] Le trias alpin. Revue des sc. pures et appliquées. Paris 1893. S. 241.

Sandstein z. B. wäre danach als ein tirolischer Sandstein zu bezeichnen, was aber so viel hiesse, als ein Sandstein, der aus Tirol kommt. Auch ladinisch wäre leicht solchen Missverständnissen ausgesetzt, da der ladinische Volksstamm und die ladinische Sprache noch als solche existiren und bekannt sind. Karnisch und norisch hingegen sind, wie silurisch und devonisch, dem heutigen Volksbewusstsein als Orts- und Stammesbezeichnungen entschwunden und darum auf geologische Begriffe sehr wohl übertragbar. Ich halte deshalb an deren Gebrauch auch fest und kann darin, dass die neueren Forschungen in der Begriffsbestimmung einige Modificationen nothwendig gemacht haben, durchaus keine Veranlassung zum Aufgeben derselben sehen. Das ist ja ein natürlicher Vorgang, der mit dem Fortschreiten der Wissenschaft zusammenhängt, und den sich auch Silur und Devon schon mehrfach haben gefallen lassen müssen, ohne dass jemand ernstlich daran gedacht hat, deshalb diese Bezeichnungen ganz aufzugeben.

B. Das Jurasystem.

Das Jurameer hatte in den Ost-Alpen ziemlich genau dieselbe Ausdehnung wie das Triasmeer, und wie letzteres sich gegen das Ende hin noch über die centralen Alpen ausdehnte, so machte es auch das Jurameer zu Beginn, scheint sich aber gegen Ende, d. h. schon zur Dogger- und Malmzeit, wieder davon zurückgezogen zu haben. Zwischen den Ablagerungen beider Meere herrscht vollkommene Concordanz. Auch der Gegensatz in der Faciesausbildung, der zur Triaszeit bestanden hatte, dauerte fort. Das nordalpine Meer weist einen grösseren Betrag eingeschwemmter klastischer Bestandtheile als das südalpine auf. In Folge dessen spielt die Sand- und Mergelfacies im Norden eine viel grössere Rolle als im Süden, wo sie fast ganz fehlt.

Die Tiefe des Jurameeres kann im Allgemeinen keine sehr bedeutende gewesen sein. Die Algen können hier allerdings nicht mit derselben Sicherheit zum Beweis herangezogen werden, wie bei der Trias, aber die liasischen Landpflanzen und die dickschaligen Austern, Pernen und Megalodonten sprechen deutlich genug in Süd-Tirol für geringe Meerestiefe. Im Norden muss dies wenigstens für die Gebiete der Mergelfacies ebenfalls angenommen werden, auf Grund der Sandsteine mit verkohlten Pflanzenresten, der Chondriten und verhältnissmässig häufigen Bivalven. Für die reine Kalkfacies mit vorherrschenden Brachiopoden und Crinoideen ist es aber für manche Gegenden nicht unwahrscheinlich, dass sie auf erhöhtem Meeresboden sich entwickelt

hat, also keinem tieferen Meere, als die Mergelfacies angehört zu haben braucht.

Eine sehr auffallende und im Norden erheblich stärker als im Süden hervortretende Erscheinung ist das gar nicht seltene Fehlen einzelner Abtheilungen des Jurasystemes. Ich meine damit nicht das scheinbare Fehlen von Horizonten in Folge von Mangel an Versteinerungen, wobei immer die Möglichkeit bleibt, dass irgend welche fossilfreie Kalke oder Mergel den betreffenden Horizont repräsentiren, sondern ich will von der durch Leitfossilien sicher gelegten Überlagerung älterer durch erheblich jüngere Horizonte sprechen. Einer der bekanntesten Fälle ist die von Oppel nachgewiesene Überlagerung der so versteinerungsreichen Vilser Kalke (oberer Dogger) am Legam bei Vils durch tithonischen Kalk, wobei also unterer und mittlerer Malm ganz fehlen. Auch im Eldernbach bei Vils werden die mittelliasischen Fleckenmergel mit dem *Harpoceras Boscense* unmittelbar und scheinbar concordant von den hornsteinreichen Aptychenkalken überlagert, die zu unterst den tithonischen *Aptychus punctatus* einschliessen. Fälle, in denen die Aptychenschichten unmittelbar und concordant auf mittlerem oder oberem Lias liegen, sind ungemein häufig. Trotzdem ist es noch nie gelungen, in den unteren Aptychenschichten andere als tithonische Versteinerungen aufzufinden. An anderen Orten fehlen die Aptychenschichten ganz, statt dessen stellen sich die einzelnen Horizonte theilweise oder alle in der Kalkfacies ein und sind dann häufig ganz erfüllt von Fossilien. Im Allgemeinen ist die Verbreitung der Liasfleckenmergel an die der Aptychenschichten gebunden, aber nicht umgekehrt. Denn letztere lagern sich häufig als oberstes Glied den Ablagerungen der Kalkfacies auf. Das gänzliche Fehlen einer Sand- und Mergelfacies während des Doggers lässt sich nur dadurch erklären, dass Einschwemmungen von dem Festland nicht mehr stattfanden. Das Gebiet der Westalpen ist gerade in diesem Zeitabschnitte mehr und mehr unter das Meer gesunken und auch im Norden der Alpen, in Schwaben und Franken, nahmen Ablagerungen klastischer Bestandtheile rasch ab. In den Ost-Alpen ist hingegen, im Gegensatz dazu, der centrale Theil wahrscheinlich wieder ganz aus dem Wasser aufgetaucht.

Dass sich die Aptychenschichten in einem tieferen Meere als die Fleckenmergel abgelagert haben, ist wahrscheinlich, aber dass dies in Meerestiefen von über 4000 m geschah, wie Fraas[1] annimmt, bedarf

[1] Scenerie der Alpen. S. 201.

erst des Beweises, wie mir denn überhaupt die Erklärung dieser eigenthümlichen Lagerungs- und Verbreitungsverhältnisse noch immer nicht über das Stadium der Hypothese hinausgekommen zu sein scheint.

Auf dem Profil habe ich das ganze Jurasystem nur in zwei Stufen zerlegt, von denen die untere dem Lias, die obere dem Dogger und Malm entspricht. Der Dogger hätte sich nicht besonders ausscheiden lassen, weil er gerade auf diesem Strich meist fehlt oder doch nur, wie in den Sette Comuni, als schwache Ablagerung auftritt. Die Mächtigkeit des ganzen Systems unterliegt erheblichen Schwankungen innerhalb dieses Theiles der Alpen. Im Süden beträgt das Maximum 300 m, im Norden steigt es bis 900 m, doch werden dieselben häufig nicht erreicht. Auffallend ist, dass gerade die hornsteinreichen Aptychenkalke am mächtigsten werden.

Auf eine genauere Charakterisirung der einzelnen Horizonte, wie ich sie für das Triassystem gegeben habe, braucht hier deshalb nicht eingegangen zu werden, weil diese Verhältnisse durch die Arbeiten zahlreicher Forscher in einer Weise klargelegt sind, dass nur noch in nebensächlichen Punkten Meinungsverschiedenheiten bestehen. Auch spielen, entsprechend ihrer viel geringeren Mächtigkeit, diese Schichten in dem Bau der Alpen hier lange nicht die wichtige Rolle, wie die Triasgesteine. Ich beschränke mich deshalb auf die nachstehende kleine Übersichtstabelle:

	Kalkfacies		Mergelfacies.
	im Norden.	im Süden.	
Malm.	Tithon. Nerineenkalk (Plassenkalk).	*Diphya*-Kalk.	Aptychenkalk.
	Acanthicus-Kalk.	Ammonitico rosso.	
	Transversarius-Kalk.		
Dogger.	Vilser Kalk.		
	Klaus-Schichten.	Zone der *Posidonomya alpina*.	
	Rothensteiner Kalk.	Oolith von S. Vigilio. Brachiopoden-Kalk von Castel Tesino.	
Lias.	*Bifrons*-Kalk.	*Rotzoana*-Kalk.	*Radians*-Fleckenmergel.
	Aspasia-Kalk.	Helle oolithische Kalke.	Amaltheen-Fleckenmergel.
	Hierlatz-Kalk.	Brachiopoden-Kalke von Sospirolo.	
	Angulaten- und Psilonoten-Kalk.		Grauer Arieten-Kalk.

Besondere Beachtung verdient, worauf schon MOJSISOVICS (l. c. S. 92) aufmerksam gemacht hat, dass die verschiedenen Facies in ihrer Verbreitung innerhalb der Ost-Alpen mit dem heutigen Verlauf dieses Gebirges gar keine Beziehungen haben. Das vollkommene Fehlen von Ablagerungen der Dogger- und Malmperiode in den Zillerthaler und Oetzthaler Alpen weist allerdings auf ein jurassisches Festland hin, aber es war nur eine Insel, die im Westen wie in Osten quer über die heutige Mittelzone der Alpen von dem Jurameer umgeben war, deren Grenzen aber gegenwärtig nicht mehr genau festgestellt werden können. Zu Beginn der Juraperiode war dieselbe allerdings wahrscheinlich noch, wenigstens z. Th. von dem Liasmeer überspült.

Die bereits besprochenen Kössener Schichten der Tarnthaler Köpfe werden noch von einer ziemlich mächtigen Gesteinsmasse bedeckt, die schon frühzeitig von PICHLER auf Grund eines Belemnitenfundes in den Lias gestellt worden sind. Dieser Fund ist bisher vereinzelt geblieben und da dieser Belemnit selbst nicht mehr zu existiren scheint, so könnte man an der Altersbestimmung zweifelhaft werden. Auf meine Anfrage theilte mir Prof. PICHLER freundlichst mit, dass er „sich an Belemniten nicht mehr genau erinnern könne, wohl aber zweier Ammoniten *(radians!)*, die er zuhöchst auf dem Joche im grauen Schiefer fand, vor 34 Jahren." Die Stücke habe er seiner Zeit der geologischen Reichsanstalt in Wien übersandt. Obwohl nun dieselben dort unbekannt geblieben zu sein scheinen, wie aus den Arbeiten von STACHE hervorgehen dürfte, so halte ich es doch für angezeigt, diese hangenden Schichten alle im Lias zu belassen. Ich selbst habe auf bläulichen Kalkplatten nur *Pentacrinus*-Glieder gefunden, die aber ebensowohl zu *Pentacrinus bavaricus* WINKLER aus den Kössener Schichten als zu *Pentacrinus psilonoti* QUENST. aus unterem Lias gestellt werden könnten. Die Schichtenfolge ist so:

Zu unterst liegen auf den die Kössener Kalke unmittelbar deckenden Dolomitbreccien und schwarzen Thonschiefern jene weisslichen bis grauen, stark krystallinischen, feinen Kalkplatten mit *Pentacrinus*, darüber grüne und violette Thonschiefer mit eingelagerten grünen Wetzschiefern. Darauf liegt ein etwa 10 m starkes Lager von Ophicalcit, das wiederum von grauen, grünen und grellrothen Thonschiefern überdeckt wird. Darüber liegt ebenfalls lagerförmig und concordant die gewaltige dunkle Serpentinmasse des Röckner. Die ganze Schichtenserie ist ungefähr 300 bis 400 m mächtig, bietet aber einen sehr grossen Gesteinswechsel. Der Serpentin lässt unter dem Mikroskop

noch einzelne frische Olivine deutlich erkennen, während ein blätteriger bastitartiger Pyroxen schon ganz umgewandelt ist. Ausser dem Serpentin selbst, welcher der Hauptgemengtheil ist, kommt noch Magneteisen und Chromeisenerz oder Picotit (?) vor. Dies Gestein scheint ganz gleich dem vom Schlossberg bei Matrei zu sein, das Hussak untersucht hat. Nach Art seines Vorkommens ist er kein Gang, sondern ein Lager.

Der Ophicalcit ist ein sehr wechselreiches Gestein. Derjenige von den Tarnthaler Köpfen unterscheidet sich deutlich von dem bei Matrei. Es ist eine grüne Serpentinmasse, sehr kalkreich, und schliesst grössere und kleinere, oft linsenförmige Partien von grauem krystallinischen Kalk ein. Der Kalk besteht aus einem körnigen Calcitaggregat, dem Serpentinbüschel und Magneteisenerz eingewachsen sind. Die grüne Serpentinmasse, die viel erzreicher wie der Kalk ist, lässt weder Olivin noch sonst ein primäres Mineral erkennen, ausser nicht seltenen kleinen bräunlichen Biotitblättchen. Das Muttergestein des Ophicalcites hatte demnach eine etwas andere Zusammensetzung als das des Serpentines, dem der braune Glimmer fehlt. Auch dieser Ophicalcit tritt anscheinend lagerartig auf, doch lassen die oft scharfbegrenzten Kalkeinschlüsse eher einen intrusiven Gang vermuthen. Man könnte in der eigenartigen Beschaffenheit der ihn umschliessenden Schiefer vielleicht die Contactmetamorphose eines Lagerganges erkennen wollen. Der Wetzschiefer besteht jedoch nur aus einem äusserst feinkörnigen Gemenge von 15—60 μ grossen Quarzkörnern, sowie 15 μ langen und 1—3 μ breiten Muscovitblättchen, so dass derselbe kaum als das Product einer Contactmetamorphose aufgefasst werden kann. Die Thonschiefer sind z. Th. stark gefältelt und mit transversaler Schieferung versehen. Eine röthliche Varietät desselben erwies sich unter dem Mikroskop als aus Kaolinschüppchen, Muscovitblättchen, Rutilnädelchen, Turmalinsäulen (oft zerbrochene) und Hämatitkörnchen zusammengesetzt.

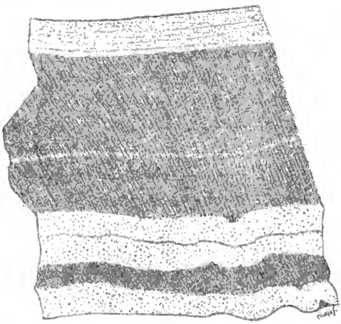


Fig. 18. Transversale Schieferung in obertriasischen oder unterliasischen Sedimenten, von der Geierspitz. ²/₃ der natürl. Grösse.

Ganz anders verhält sich der Ophicalcit von Pfons bei Matrei, der bald mehr schlierig, bald auch ganz brecciös aussieht. Er scheint eine Mischung von Serpentinmasse, Kalk und Schiefer zu sein, denn man findet darin neben dem Serpentin und Olivin (selten) Calcit, Feldspath, Quarz, Chlorit, Epidot, Muscovit etc. Eine genauere Beschreibung desselben liegt nicht im Plane dieser Arbeit.

Gänge von Serpentin in älterem Gebirge sind nicht selten. Sie kommen in dem Theil der Zillerthaler Alpen, welchen das Profil durchschneidet, häufig vor und ebenso fand ich bei Brunneck einen solchen in jener Dolomitmasse aufsitzen, an die der Ort angebaut ist und über deren Zugehörigkeit zur Trias oder dem Palaeozoikum man noch keine Sicherheit erlangt hat.

C. Das Kreidesystem.

In der Entwickelung dieser Formation tritt ein für den Bau der Alpen sehr bedeutungsvoller Gegensatz zwischen Norden und Süden hervor. Im Süden wurden während der verschiedenen Kreideperioden sehr gleichartige Ablagerungen auf dem Grunde des ungestörten Meeres abgesetzt. Im Norden findet dies nur anfangs und hauptsächlich in den westlichen Theilen statt, dann aber treten Störungen ein, erhebliche Theile des Kreidemeeres werden trocken gelegt, die Erosion entfaltet sich und bedeutende Massen zerstörter älterer Sedimente werden in Form von Schlamm, Sand und Schotter in die eingeengten Buchten des Kreidemeeres eingeschwemmt. Dieses selbst wird zugleich von fortgesetzten Veränderungen heimgesucht. Die Küsten werden verlegt, an einigen Stellen hebt sich der Meeresgrund, an anderen sinkt schon trocken gelegtes Land wieder in die Tiefe. Vom Algäu ab ostwärts bis Wien dauert diese Unruhe durch die ganze Kreidezeit fort und steht in einem auffallenden Gegensatze zu der Ruhe des Kreidemeeres in den nördlichen Schweizer Alpen und den Südalpen Tirols und Oberitaliens. Sie war natürlich mit tektonischen Störungen verknüpft, die trotz der späteren alpinen Gebirgsbildung ihre Spuren im Bau des Gebirges zurückgelassen und zu Verwickelungen desselben geführt haben müssen, die wirklich auch vorhanden sind und jenen anderen Theilen der Alpen fehlen.

a) Die Neocomstufe.

Die Neocom-Mergel im Norden liegen stets concordant auf den jurassischen Aptychenkalken, führen aber nur selten Hornsteinknollen, welche in letzteren so häufig sind. Die häufigsten Versteinerungen sind

Lytoceras quadrisulcatus, *Olcostephanus Astierianus*, *Aptychus Didayi*, *Belemnites bipartitus*, *dilatatus* und *Terebratula Janitor*. Stellenweise kommen noch viele andere Aptychen und Ammoniten vor, auch kann man einzelne Unterstufen unterscheiden, doch ist dies für unseren Zweck ohne Belang. Im Süden der Alpen beginnt die Kreide in der Facies des Biancone mit grauen Mergeln, die aber stets sehr reich an Hornsteinausscheidungen sind und eine ganz ähnliche Fauna, wie im Norden führen. Der centrale Theil der Alpen war, wie zu Ende der Juraperiode, Festland und wahrscheinlich hatten sich die Grenzen desselben sogar noch ausgedehnt.

b) Die Gaultstufe.

Sie fehlt, wie es scheint, im Süden nicht ganz, sondern hinterliess ihre Spuren im oberen Biancone; im Norden tritt sie zwar im Algäu, Trauchgau und weiterhin an der Campenwand auf, aber sie fehlt gerade da, wo das Profil die Alpen schneidet. Es ist nur ein schmaler Zug schwarzer Mergel mit *Inoceramus sulcatus* und *concentricus*, *Acanthoceras mamillare*, *Desmoceras Majorianum* und *Schloenbachia varicosa*. Seltener sind glaukonitreiche Kalksteine. Es sind offenbar Ablagerungen in einer nach Ost sich erstreckenden Bucht des schweizerischen Gaultmeeres. Es war ein kleiner Überrest des Neocommeeres, das sich in der Gaultzeit nach Westen zurückgezogen hatte. Dem entsprechend treten in diesen Ablagerungen auch noch keine erheblichen klastischen Massen auf.

c) Die Cenomanstufe.

In dieser Periode kehrt das Kreidemeer auch wieder in die Ost-Alpen zurück, aber es bleibt nur auf den Nordrand beschränkt und erreicht bei Weitem nicht mehr die südliche Ausdehnung des Neocommeeres. Es fand ein felsiges Uferland vor, an dem die Erosion zerstörend wirkte. So beginnen die cenomanen Ablagerungen mit Massen von eckigen oder gerollten Bruchstücken von Trias- und Juragesteinen, gehen dann allmählich in feinere Sandsteine und rauhe sandige Kalksteine über, die für die Erhaltung der Thiere und Pflanzen nicht besonders gut geeignet waren.

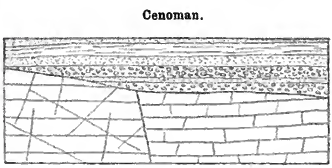


Fig. 19. Darstellung des durch praecenomane Verwerfungen gestörten Untergrundes des cenomanen Meeres am Weissensee bei Füssen. 1 : 37 500.

Doch finden sich fast immer einige Zweischaler und Schnecken in ihnen, besonders häufig aber die merkwürdige *Orbitulina concava* Lam. Der Untergrund dieses Meeres wird abwechselnd von den verschiedenen Stufen des Jura- und Triassystemes gebildet. Ein Bild der tektonischen Beschaffenheit desselben kann uns die Gegend am Weissensee bei Füssen geben. In den Süd-Alpen sind Versteinerungen dieser Periode noch nicht aufgefunden worden, obwohl eine Discontinuität der Ablagerungen nicht existirt.

d) Die Senonstufe.

Mit dieser Stufe beginnen Ablagerungen von sehr wechselndem Charakter, weiter Verbreitung und grossem Reichthum an Versteinerungen. Im Norden kann man leicht drei Facies unterscheiden: die Gosau-, Grünsand- und Mergelfacies. Die Gosaufacies liegt in engen tiefen Buchten, die südwärts in das cretacische Festland der Alpen eingreifen. Zu unterst sind Gerölle und Schuttmassen des Grundgebirges angehäuft. Darauf und theilweise damit in Wechsellagerung folgen jene reichen Actaeonellen-, Rudisten- und Korallenbänke; darüber tritt Sandstein und Mergel in den Vordergrund und endlich schliesst die ganze Ablagerung mit Inoceramen- und Foraminiferen-Mergeln ab. Die neueren Untersuchungen haben gezeigt, dass die ganze Fauna ins Senon gehört. Ein eigentliches Turon, wohin man dieselbe früher stellte, gibt es in den Ost-Alpen ebenso wenig wie in Nord-Afrika und benachbarten Theilen Asiens.

Die Grünsandfacies liegt am äusseren Rand jenes Festlandes und besteht aus sehr glaukonitreichen Kalksteinen, die mit foraminiferenreichen Cementmergeln wechsellagern. Sie führen viele Austern, darunter *Gryphaea vesicularis*, und *Belemnitella mucronata*. In den Mergeln ist *Haplophragmium grande* zu Hause. Die Mergelfacies schliesst sich petrographisch eng an die Seewenmergel der Schweiz und des Algäus an, nur ist sie viel reicher an Versteinerungen. Dahin gehören die Nierenthaler, Gerhardtsreiter und Pattenauer Mergel, deren Fauna besonders durch die Arbeit von Joh. Böhm[1] bekannt geworden ist. Auch in ihnen spielen *Belemnitella mucronata*, *Gryphaea vesicularis*, *Haplophragmium grande* eine wichtige Rolle. Dass dieses nordalpine Meer mit demjenigen der norddeutschen Schreibkreide in direkter Verbindung gestanden haben muss, geht aus den Untersuchungen Böhm's mit Sicherheit hervor.

[1] Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Ober-Bayern. Palaeontographica. XXXVIII. Bd. 1891.

Im Süden der Alpen ist auf grosse Erstreckungen, und zwar gerade im Gebiete des Profiles, das Senon in ganz gleichförmiger Weise als Scaglia entwickelt. Es ist ein rother bis weisser Kalk mit viel Inoceramenresten. Damit zusammen kommen einige Seeigel und ganz selten Rudisten vor. Man findet gewöhnlich angegeben: *Inoceramus Cuvieri* und *Lamarki*, *Stenonia tuberculata*, *Ananchytes concava* und *Cardiaster italicus*. Doch ist nicht immer eine sichere Bestimmung der erhaltenen Reste möglich. Weiter im Osten stellt sich eine an Rudisten und Gasteropoden reiche Fauna ein, die in neuerer Zeit durch Futterer bearbeitet worden ist. Munier-Chalmas [1] stellt den oberen Theil dieser Scaglia mit *Stenonia tuberculata* sogar ins Danien, und belässt nur den unteren Theil im Senon.

D. Der Flysch.

Die schieferigen dunkelfarbigen Mergel und Sandsteine, welche man sich gewöhnt hat, auch in den Ost-Alpen unter diesem Namen zusammen zu fassen, haben mit dem schweizerischen Flysch dreierlei gemeinsam: die Gesteinsbeschaffenheit, die Armuth an thierischen Versteinerungen und den Reichthum an Chondriten. Über das Alter dieser Schichten gehen die Meinungen weit auseinander, die einen stellen sie in die Kreide, andere ins Oligocän, wieder andere ins ältere Tertiär im Allgemeinen, noch andere wollen darin nur eine bestimmte Facies sehen, die theilweise in die Kreide, theilweise ins Tertiär gehört. Die Ursache dieses Auseinandergehens liegt in der Armuth an guten Leitfossilien. Lange Zeit hat man den so häufigen *Chondrites Targioni* und *intricatus* dafür genommen und es muss zugegeben werden, dass diese „Fucoiden" sich fast überall im Flysch einstellen. Allein in neuerer Zeit will man sie nicht mehr als Algen gelten lassen. Wenn sie, wie Nathorst beweisen zu können glaubt, Wurmgänge darstellen, sind sie als Leitfossilien von vorn herein unbrauchbar. Für die Helminthoiden muss diese Deutung wohl unbedingt zugegeben werden, aber für die zwei genannten *Chondrites*-Arten mit ihrem entschieden pflanzlichen Habitus vermisse ich einstweilen noch den unumstösslichen Beweis ihrer thierischen Entstehung. Wie immer auch die Entscheidung hierüber ausfallen möge, so steht doch schon jetzt so viel fest, dass diese Chondriten in sehr verschiedenalterigen Formationen vorkommen, beim Flysch also keineswegs zur Altersbestimmung gebraucht werden können.

---

[1] Thèses. Paris 1891.

In der Schweiz kommen im Flysch sehr häufig Nummuliten-Kalkbänke eingelagert vor, so dass für den grössten Theil dieser Bildungen das alttertiäre Alter feststeht, und zwar kennt man sowohl eocänen als auch oligocänen Flysch. An vielen Orten kommen aber auch Kreideversteinerungen darin vor und für diesen Flysch hat Escher v. d. Linth den Namen „Wangschichten" gegeben, weil er den Begriff des Flysches durchaus nur auf das Tertiär beschränken wollte. In den bayerischen Alpen sieht man sehr häufig den Flysch sich dem Eocän auf dessen hangender Seite anlagern. Gümbel hat deshalb den ganzen Flysch in früherer Zeit ins Oligocän versetzt. Es hat sich aber bisher noch keine einzige Stelle nachweisen lassen, wo diese Anlagerung die Form einer regelmässigen Auflagerung besässe. Entweder ist der Contact verschüttet oder so gestaltet, wie im Enzenauer Graben. Dahingegen sind mehrfach Inoceramen, Belemnitellen etc. darin aufgefunden worden und Joh. Böhm hat gezeigt, dass der versteinerungslose Flysch des Fürberges und Sulzberges bei Traunstein concordant auf flyschähnlichem Mergel liegt, der senone Versteinerungen als *Belemnitella mucronata*, Inoceramen, *Terebratulina gracilis*, *Echinocorys vulgaris* etc. führt. Diese Inoceramen führenden Flyschmergel sind auch noch an anderen Orten nachgewiesen worden. Es muss also ein Theil des Flysches in die senone Kreide gestellt werden und nur die oberen Schichten bleiben ihrem Alter nach noch unbestimmt, weil es ebenso gut möglich ist, dass sie noch der obersten Kreide (dem Danien) als bereits dem Eocän oder gar beiden Horizonten angehören.

In den österreichischen Alpen, wo man den Flysch mit dem Wiener Sandstein vereinigt hat, scheinen ähnliche Verhältnisse wie in der Schweiz obzuwalten. Es kann kaum bezweifelt werden, dass die chondritenführenden Mergel bei Greifenstein in Niederösterreich ins Eocän gehören, da die massigen Sandsteine, mit welchen sie wechsellagern, Nummuliten einschliessen[1]. Anderseits führt der Flysch im Salzburgischen an vielen Stellen Inoceramen und gehört der Kreide an. Bei Hüttelsdorf unfern Wien kommen in Zwischenlagen des Wiener Sandsteines Foraminiferen vor, die 1869 durch Karrer[2] mit oligocänen, von Reuss beschriebenen Arten identificirt worden sind und auch dem Sandstein ein oligocänes Alter zusprechen.

Diese Verschiedenalterigkeit des Flysches mahnt uns zur Vorsicht, im Fall keine leitenden Fossilien darin aufzufinden sind. Ich stelle

[1] Hauer, Jahrbuch geol. R.-A. Bd. 9. S. 103.

[2] Verh. geol. R.-A. 1869. S. 295.

deshalb den Flysch des Benedictengebirges weder zur Kreide noch zum Eocän. Ausser den Chondriten kommen allerdings in einzelnen Bänken auch marine Versteinerungen vor, sie sind aber specifisch nicht zu bestimmen, weil die grösseren Dinge zerbrochen, die kleinen Foraminiferen nicht isolirbar sind und noch keine charakteristischen Formen, wie es z. B. die Nummuliten sind, darunter aufzufinden waren.

E. Das Tertiärsystem.

Gliedert man das Tertiär in die 4 Stufen des Eocäns, Oligocäns, Miocäns und Pliocäns, so fällt im Alpengebiet eine sehr merkwürdige Unterbrechung der Ablagerungen und eine Änderung der Fauna im Norden der Alpen zusammen mit dem Ende der unteroligocänen Periode, im Süden mit dem Ende der oberoligocänen Periode.

a) Die Eocänstufe.

Das untere Eocän ist im Norden der Ost-Alpen noch kaum bekannt geworden, obwohl die eocänen Schichten unmittelbar und anscheinend gleichförmig auf der senonen Kreide liegen. Nur am Kressenberg und am Fähnern werden die Schichten mit *Ostrea Escheri* dazu gerechnet. Der Enzenauer Marmor, der Nummuliten-Kalk und -Sandstein, die Eisenoolithe sind alle verschiedene Facies des Pariser Grobkalkes.

Etwas jünger sind die Stockletten und die bryozoënreichen Granitmarmore, wahrscheinlich oberes Eocän. Auch im Süden kommt das untere Eocän nur lokal vor (Tuffe und Kalke von Spilecco), während die weit verbreiteten Nummuliten-Kalke und Mergel, welche die Pariser Stufe darstellen, gewöhnlich direkt und nach den Angaben von Munier-Chalmas mit schwacher Discordanz auf der Scaglia liegen. Doch wird hierüber und über die wechselreichen hangenden Schichten so lange noch viel Ungewissheit herrschen, als Fauna und Lagerungsverhältnisse nicht besser bekannt sind. Es muss jedenfalls angenommen werden, dass zu Beginn der Eocänperiode der Boden des Kreidemeeres an vielen Stellen trocken gelegt und erst im mittleren Eocän von Neuem vom Meer bedeckt worden ist. Es war die Zeit, in welcher im Norden der Alpen das hercynische Gebirgssystem entstand und der Boden des Kreidemeeres ebenfalls, aber dauernd, auf weite Strecken trocken gelegt wurde.

Unser Profil schneidet die eocänen Schichten im Süden zweimal. In Val Sugana folgen auf einen Wechsel von 1) nummulitenreichen Mergeln und Kalken, 2) solche, die sich durch ihre vielen Korallen und

das Zurücktreten der Nummuliten auszeichnen, dann kommen 3) als Hangendes die Schio-Kalke mit der *Scutella subrotundiformis*. Es liegt nahe, in 1 das Eocän, in 2 unteres, in 3 oberes Oligocän zu sehen. Basalt und Basalttuffe fehlen hier ganz. Anders bei Bassano, wo auf 1) die Nummuliten-Kalke und Mergel mit eingelagerten Sandsteinen, 2) Blätter führende Mergel und Basalttuffe und über diesen wieder 3) sehr lithothamnienreiche Kalke folgen. Dann wiederholt sich in Folge einer Längsverwerfung die Serie noch einmal mit 1) den unteren Nummuliten-Mergeln beginnend, darüber 2) Tuffe und Mergel, dann wieder 3) sehr lithothamnienreiche Kalke und sandige Kalke mit grossen *Pecten* und Seeigel. Die beigedruckten Zahlen geben die Beziehungen zu den Schichten des Suganathales an: 1 ist Eocän, 2 und 3 wahrscheinlich unteres und oberes Oligocän. Schicht 2 liesse sich mit denen von Castel Gomberto oder dem Tongrien in Parallele stellen und dann fielen die Schio-Schichten von selbst dem Aquitanien zu. Munier-Chalmas, der die *Scutella* aus diesem Horizont noch zu *subrotunda* stellt, theilt die Schio-Schichten in einen unteren Horizont der *Orbitoides elephantina* (Aquitanien) und einen höheren der Scutellenbänke, die schon dem unteren Miocän (Langhien) angehören sollen.

b) Die Oligocänstufe.

Dass die Schio-Schichten wirklich noch zum Oligocän gestellt werden müssen, scheint mir aus den Verhältnissen im Suganathal hervorzugehen, auf dessen Nordseite sie eine rein marine Ablagerung bilden, während auf der Südseite eine marine Molasse von Braunkohle überlagert ansteht, die faunistisch und petrographisch ganz von jenen verschieden ist. Diese Molasse nun ist jünger, nach den Bestimmungen von Hörnes[1] aber der ersten Mediterranstufe angehörig, also Untermiocän. Als ungefähr gleichalterig mit den Schio-Schichten kann hingegen die oligocäne Molasse der bayerischen Hochebene gelten, obwohl dieselbe eine recht verschiedene Fauna einschliesst. Das tiefere Oligocän von Häring und Reit im Winkel hingegen entspricht nach seiner Fauna etwa den Schichten von Crosara, Laverda und Castel Gomberto im

[1] Verh. geol. R.-A. 1877. S. 178. Allerdings hat Th. Fuchs seine frühere Ansicht 1885 (Zeitschr. D. geol. Ges. Bd. 37. S. 140) geändert und stellt die Schio-Schichten ins Miocän als besondere Facies der ersten Mediterranstufe. So lange die Fauna nicht eingehender beschrieben sein wird und die Identificirung der einzelnen Arten noch so erheblichen Wechsel erfahren kann, werden Zweifel und Meinungsänderungen wohl noch öfters vorkommen.

Süden. Es ist auf Buchten im Inneren der Nordalpen beschränkt, die wahrscheinlich nur Ausläufer des südlichen Oligocänmeeres bildeten. Das jüngere Oligocän der bayerischen Ebene hingegen hing jedenfalls direkt mit dem nördlichen deutschen Oligocänmeere zusammen und stimmt in Flora und Fauna und der Aufeinanderfolge der Schichten so auffallend mit den mitteloligocänen Alzeyer Meeressanden, dem Septarienthon und den oberoligocänen Cyrenenmergeln des Mainzer Tertiärbeckens überein, dass an ihrer Gleichalterigkeit keinen Augenblick gezweifelt werden kann. Unter den marinen Thierresten sind sehr bezeichnend: *Dentalium Kickxi*, *Cytherea incrassata*, *Cyprina rotundata* und *Ostrea cyathula.*

Die untere marine Molasse, die häufig mächtige Sandsteine mit Blättern von Landpflanzen einschliesst (sog. Blättermolasse), geht nach oben in der Weise in die brackische oberoligocäne Molasse über, dass Einlagerungen der letzteren sich einstellen und immer häufiger werden. Die marine Fauna der brackischen Molasse ist eben keine andere als die der marinen Molasse, nur viel ärmer. Kohlenflötze in wechselnder Mächtigkeit und Anzahl schalten sich ein, scheinen aber auf grosse Entfernungen nicht beständig zu sein. Die Gerölle, welche nicht selten starke Nagelfluebänke zusammensetzen, sind meist Sandsteine, Hornsteine, Kalksteine u. s. w., wie sie in den Kalkalpen anstehen; nur zum kleinsten Theil sind es aber auch krystalline oder Schiefergesteine der centralen Alpen.

Der heutige Nordrand der Alpen in Bayern fällt ungefähr mit dem südlichen Küstensaum des Molassemeeres zusammen, das sich bereits fast ganz aus dem Gebiet der heutigen Alpen zurückgezogen, während das Eocänmeer noch einen breiten Streifen desselben bedeckt hatte. Auch im Süden tritt derselbe Vorgang, nur etwas später, zu Beginn der Miocänperiode ein.

c) Die Miocänstufe.

Im Norden der Alpen folgt auf das brackische Oligocän eine marine Ablagerung, die sich sehr scharf von jenem durch die Gesteinsbeschaffenheit und Fauna unterscheiden lässt. Es sind vorwiegend Sandsteine, oft sehr feldspath- und glaukonitreich, seltener graue Mergel oder Conglomerate. *Ostrea crassissima, Pecten burdigalensis* sind recht häufig darin. Darüber folgt die obere Süsswassermolasse, welche im Gebiete unseres Profiles der marinen Fossilien gänzlich entbehrt, Blätter von Landpflanzen und *Helix*-Gehäuse stellenweise häufig einschliesst. Sie besteht aus einem Wechsel von Nagelflue, Sanden, sandigen Mergeln

(Flinz) und thonigen Mergeln (Schlier). In ihr kommt das *Dinotherium bavaricum* vor.

Im Süden der Alpen liegt das Miocän theils subalpin, theils in schmalen Partien in den Alpen noch eingeklemmt. Es besteht aus Mergeln, Sandsteinen und Conglomeraten, ist marin, schliesst aber in Val Sugana noch Braunkohlenflötze ein. Die Versteinerungen verweisen es unzweifelhaft ins Miocän, aber über die Berechtigung des Versuchs, einen Theil in die sog. erste, einen anderen Theil in die zweite Mediterranstufe einzureihen, hat man sich noch nicht einigen können. In der Nähe von Bassano hat Monzoni[1] eine kleine Fauna beschrieben mit *Ancillaria glandiformis*, die er in die zweite Mediterranstufe, Taramelli in sein Tortoniano stellt. Die Molasse der Val Sugana hatte Th. Fuchs zuerst der zweiten, Hörnes später der ersten Mediterranstufe zugezählt. Da noch immer eine sichere Unterscheidung in der Molluskenfauna dieser zwei Stufen fehlt, so bleiben die Zustellungen äusserst zweifelhaft. Auch die Auffassung der bayerischen oberen Meeresmolasse ist schwankend, weil es ungewiss bleibt, ob die kleineren faunistischen Unterschiede auf Alters- oder Faciesverschiedenheit zurückgeführt werden müssen.

d) Die Pliocänstufe.

Von dieser Stufe fallen keinerlei Ablagerungen auf unser Profil. Im Norden sind solche palaeontologisch überhaupt noch gar nicht festzustellen gewesen, im Süden sind sie ausserhalb der Alpen als Süsswasser- und Sandablagerungen entwickelt.

Über die Grenze zwischen Miocän und Pliocän besteht Meinungsverschiedenheit, je nachdem man die Belvedere-Schotter noch ins Miocän stellt oder nicht. In ersterem Falle würde jedenfalls im Molasseland der Nord-Alpen das oberste Miocän fehlen. Da die eigentliche alpine Hebung erst nach Ablagerung der oberen Süsswassermolasse ihren Anfang nahm, so könnte man sie je nach der Miocän-Pliocän-Grenze noch als obermiocän oder als pliocän bezeichnen. Wenn ich im Nachfolgenden in der Regel kurzweg von ihrem pliocänen Alter rede, so geschieht dies doch stets mit dem erwähnten Vorbehalt.

F. Das Quartärsystem.

Schichten vom Alter dieses Systemes bedecken allerorten die Alpen, ohne dass sie jedoch in der Regel dabei eine bedeutende Rolle

[1] Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Bd. 60 (1869).

spielen. Ihre Mächtigkeit ist meistens zu gering, als dass sie sich auf dem Querschnitte im Maassstab von 1 : 75 000 zur Darstellung bringen liessen. Eine Ausnahme hiervon machen die Alluvionen der grossen Längsthäler des Innes, der Isar u. s. w. Hier wird durch sie sogar der Boden des Thales so vollständig verdeckt, dass wir über seinen Bau meist nur auf Vermuthungen angewiesen sind. In den flachen Ebenen zu beiden Seiten der Alpen treten sie zwar ebenfalls stark hervor und verdecken den Untergrund der oberitalienischen Tiefebene meist ganz, aber in der bayerischen Hochebene sind sie auf dem Profil weggelassen worden, weil dort durch das tiefe Isarthal überall die darunter liegenden obermiocänen Ablagerungen als Grundlage nachgewiesen sind. Sie bestehen hier übrigens nicht wie in der italienischen Ebene nur aus Flussanschwemmungen, sondern auch aus Moränen, die sich über die älteren praeglacialen Schotter und Nagelfluen ausgebreitet haben. Auch im Gebirge gibt es Stellen, wo diese Moränen so massig aufgehäuft worden sind, dass sie auf dem Profil nicht unberücksichtigt bleiben konnten. Sie werden später beschrieben werden. Hier sollen nur noch einige Ablagerungen besprochen werden, die zwar von unserem Querschnitte nicht unmittelbar betroffen werden, aber demselben doch so nahe liegen, dass sie eine gewisse Bedeutung für denselben erlangen.

Bei Kleinweil am Kochelsee wird ein interglaciales Kohlenflötz abgebaut, das vorwiegend aus gepressten Baumstämmen und Moos besteht. Es besitzt eine weite Verbreitung südlich der Loisach zwischen dem Eschenloher Moos und dem Kochelsee, hat an vielen Stellen eine Mächtigkeit von 2 m und wird von Moräne überlagert und unterteuft. Die Hölzer gehören zu *Picea excelsa, Pinus montana* und *Betula alba.* Von ersteren sind auch die Fruchtzapfen erhalten. Wir haben es da mit einer auf sumpfigem Boden gedeihenden Waldvegetation zu thun, die sich in einer Meereshöhe von 600 m während der zwischen die zwei Eiszeiten fallenden Periode am Rande der Alpen ausgebreitet hat und uns beweist, dass Klima und Flora damals in dieser Gegend ungefähr wie heute beschaffen waren.

Auch die Höttinger Breccie mit ihren Pflanzenresten wird in neuerer Zeit von vielen Forschern ins Diluvium verlegt, nachdem man sie früher für neogen gehalten hatte. Diese mächtige Ablagerung liegt auf der Nordseite des Innthales bei Innsbruck. Sie beginnt in einer Höhe von ungefähr 130 m über der Thalsohle und reicht bis über 600 m über dieselbe herauf, also bis zu einer Meereshöhe von ungefähr 1200 m. Sie enthält stellenweise viele Pflanzenabdrücke, welche zuerst

von Unger, dann von Stur als neogene Arten bestimmt worden sind. Später hat Penck[1] aus den Lagerungsverhältnissen den Schluss ziehen zu können geglaubt, dass diese Ablagerung nicht tertiär, sondern diluvial und zwar interglacial sei. Dieser Auffassung haben sich durch besondere Publicationen insbesondere A. Böhm und J. Blaas angeschlossen. Es sind dann auch die Pflanzen einer neuen Untersuchung unterzogen worden, auf Grund deren zuerst von Ettingshausen und dann v. Wettstein[2] die diluviale Altersbestimmung der Breccie bestätigten. Trotz dieser Übereinstimmung sind die Verhältnisse bei Hötting doch noch immer nicht genügend aufgeklärt. Stur hat seine Auffassung keineswegs aufgegeben, und wenn auch seine Bestimmung einer Palme gewiss unbegründet war, so wäre es doch sehr erwünscht, das Ergebniss seiner späteren Untersuchungen und Aufsammlungen zu erfahren. Zunächst ist es auffallend, dass die sehr sorgfältigen Bestimmungen, welche Wettstein mit den fossilen Pflanzen vorgenommen hat, eigentlich ein ganz anderes Ergebniss liefern als der Autor vermeint. Derselbe ging von der Voraussetzung aus, dass die Höttinger Flora sehr jugendlich sei und er verglich deshalb die Blattreste nur mit Blättern lebender Pflanzen. Wo eine grosse äusserliche Übereinstimmung sich ergab, stellte er die Abdrücke zu der lebenden Art, obwohl ja freilich die Möglichkeit grosser Ähnlichkeit in den Blättern bei verschiedenen Pflanzenarten besteht. Auf diese Weise erhielt er von 41 Arten 35, die er mit lebenden identificirt, 6 oder 15 %, welche nicht mehr existiren. Das ist für die diluviale Zeit ein zu grosser Procentsatz, wenigstens nach den Erfahrungen, die man bis jetzt gemacht hat. Unter den lebenden Arten sind aber wieder 6, also von der Gesammtflora 15 %, die bei dem gegenwärtigen Klima dort in dieser Meereshöhe nicht mehr leben können. Aus einer Art — dem *Rhododendron ponticum* — schliesst Wettstein selbst auf ein Klima, das um etwa 10° C. heisser als das gegenwärtige gewesen sei. Auch dieser Schluss spricht gegen das interglaciale Alter, weil nach den übrigen Funden in Europa ein so stark erhöhtes Klima hier während des Diluviums nie existirt hat.

Die Methode Wettstein's, die fossilen Blätter nur mit solchen lebender Pflanzen zu vergleichen, hat gewiss, und besonders in diesem Falle, ihre hohe Berechtigung, aber wir dürfen doch nicht vergessen, dass eine Identificirung nur bei ganz vollkommener Übereinstimmung erlaubt ist, anderenfalls könnte diese Methode zu verhängnissvollen Irr-

[1] Die Vergletscherung der deutschen Alpen. 1882. S. 228.

[2] Denkschriften der Akad. Wiss. Wien 1892.

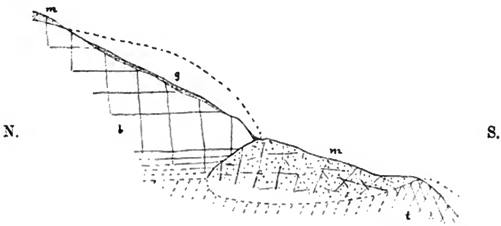
thümern führen. Nach dem im Münchener Museum befindlichen Material scheint es mir nun aber keineswegs wahrscheinlich, dass alle die grossen länglichen lederartigen Blätter zu *Rhododendron ponticum* gehören, d. h. dass sie alle mit den Blättern dieser lebenden Art vollkommen übereinstimmen. Es ist wohl möglich, dass hierunter doch auch Reste sind, deren Genus und Species uns noch unbekannt sind. Ausserdem aber hätten doch auch die aus dem Tertiär schon beschriebenen Blätter in eingehenderer Weise zum Vergleich herangezogen werden sollen, als dies wirklich geschehen ist. Ich finde die *Fragaria Haueri* z. B. bei Wettstein gar nicht erwähnt, obwohl dieselbe nach Stur[1], der sie aus sarmatischen, also jungmiocänen Ablagerungen beschrieben hat, sich von *Fragaria vesca* kaum unterscheiden lässt. Vielleicht ist der sarmatische *Acer Juronaky* ebenfalls mit dem *Acer pseudoplatanus* zu vereinigen. Ferner erinnern die fossilen Blätter, welche Wettstein zu *Bellidiastrum Micheli* stellt, auffallend an diejenigen, welche Stur aus der sarmatischen Stufe als *Parotia pristina* beschrieben hat. Gewiss liessen sich noch weitere Beziehungen der Höttinger Flora zu derjenigen des jüngeren Tertiärs auffinden und deren Zugehörigkeit zum Tertiär dadurch noch besser begründen.

Der palaeontologische Befund spricht entschieden für ein jungtertiäres Alter der Höttinger Breccie, etwa für das des Belvedere-Schotters. Dem scheinen jedoch die Lagerungsverhältnisse entgegen zu stehen, weil die Breccie von einer älteren Moräne unterlagert, also interglacial sein soll. Aus den sorgfältigen Untersuchungen, welche Blaas[2] veröffentlicht hat, ersieht man freilich, dass eigentlich nur ein einziger Punkt existirt, wo diese Unterlagerung wirklich zu sehen ist und dass sie auch dort nicht einmal ganz zweifellos ist. Ich habe die oberhalb der Weiherburg gelegene Stelle in diesem Herbst besucht und gebe den Eindruck, den ich davon erhalten habe, in dem nebenstehenden Profil wieder. Penck hat von diesem Punkt schon 1882 Abbildungen gegeben. Aber seine Fig. 1 auf Taf. II deutet eine Schichtung in der Moräne an, die sicher nicht vorhanden ist. Die sandigen Schmitzen der Fig. 2 sind allerdings da, aber sie sind nur eine ganz lokale Ausbildung. Die Moräne greift wirklich von der Seite her unter die Breccie herunter, aber durchaus nicht so, als ob die Breccie erst später auf ihr zur Ablagerung gekommen wäre, sondern so, als wenn der feste Felsen der Breccie

[1] Jahrb. geol. R.-A. 1867. S. 77.

[2] Jahrb. geol. R.-A. 1890. S. 1.

hier unterwaschen worden und dann erst in der so entstandenen Höhle die Moräne zum Absatz gelangt wäre. Für diese Auffassung spricht besonders der sehr auffallende Umstand, dass die horizontalen Bänke der Breccie haarscharf an der aufsteigenden Oberfläche der wenig widerstandsfähigen Moräne abschneiden. Die Schärfe dieser Grenze wird noch dadurch verstärkt, dass in der Moräne Geschiebe von krystallinischen Schiefergesteinen der Centralalpen in Menge liegen, während sie in der Breccie vollständig zu fehlen scheinen, oder doch so selten sind, dass ich in der Zeit meines Besuches trotz eifrigen Suchens kein einziges darin auffinden konnte. Wäre die Moräne älter, so müssten am Contact mit der Breccie nicht nur Spuren von Aufarbeitung der ersteren, sondern insbesondere auch Anreicherung von Schiefergeröllen in der



t Triaskalk. *b* Höttinger Breccie. *m* Moräne. *g* Gehängeschutt.
Fig. 20. Weiherburger Graben bei Innsbruck.

Breccie zu bemerken sein. Dies ist aber nicht der Fall, vielmehr ist gerade hier die Breccie besonders reich an Stücken rothen Werfener Sandsteines, der hinwiederum in der Moräne ganz fehlt. Freilich hat Penck, wenn auch nicht häufig, „Urgebirgsgerölle" in der Breccie gefunden. Mir gelang es zwar nicht, aber ich will deren Vorhandensein deshalb nicht in Abrede stellen, wohl aber den Schluss, welchen Penck daraus zog. Er sagt S. 238: „Das Auftreten der Urgebirgsgerölle in der Breccie ist die natürliche Consequenz des Umstandes, dass auch vor Bildung der letzteren eine Vergletscherung stattfand, es wird dagegen unter allen anderen Annahmen zu einem völlig räthselhaften Faktum." Da das Innthal bekanntlich im „Urgebirge" seinen Ursprung nimmt, so kann ich das Vorkommen von Geschieben des Urgebirges im Unterlauf des Innes auf beiden Thalseiten durchaus nicht als etwas Aussergewöhnliches ansehen; und wenn dieses Thal oder ein ähnliches

schon zur neogenen Zeit existirt haben sollte, so könnten dessen Gewässer ganz leicht einige Gerölle davon in die Breccie gebracht haben, ohne dass im Geringsten Gletscher oder gar eine Eiszeit in Anspruch genommen zu werden brauchen.

Die Aufschlüsse oberhalb der Weiherburg können keinenfalls als ein sicherer Beweis für die interglaciale Natur der Breccie angesehen werden, und wenn der palaeontologische Befund für ein höheres Alter spricht, so ist dem so lange eine grössere Beweiskraft zuzuerkennen, als die Unterlagerung durch Moräne nicht mit Sicherheit nachgewiesen sein wird. Die Unmöglichkeit einer solchen kann allerdings auch nicht behauptet werden. Blaas wollte durch Anlage eines Versuchsstollens oberhalb Weiherburg sich Sicherheit darüber verschaffen, ob die Moräne nur angelagert sei oder wirklich die Breccie unterteufe. Das Unternehmen scheiterte am Widerspruch der Grundbesitzer. Dahingegen liesse sich am leichtesten durch Abteufen eines Schachtes auf der Sohle des Mayr'schen Steinbruches das Liegende der Breccie feststellen. Die Tiefe des Schachtes bräuchte voraussichtlich nur einige Meter zu sein und könnte deshalb keine unerschwingliche Kosten verursachen.

Für die Annahme, dass die Moräne nur angelagert sei und eine alte Auswaschung unter den Felsen der Breccie ausfülle, lässt sich auch noch das geltend machen, dass der grosse Sillgletscher, von Süden kommend, gerade hier an die Nordwand des Innthales anstiess und dass seine Schmelzwasser gegen dieselbe anliefen, mithin kleine Aus- und Unterwaschungen der Felsen hier nichts Wundersames haben können.

In dem Theil zwischen Brixlegg und Kufstein lag zur älteren Tertiärzeit eine tiefe, schmale Meeresbucht, aus der sich zur Miocänzeit zwar das Meer schon zurückgezogen hatte, die aber doch wohl als thalartige Vertiefung auch fernerhin bestanden hat. Möglicherweise reichte dieselbe noch weiter westwärts und hat in der Neogenzeit zur Ablagerung der mächtigen Höttinger Breccien bei Innsbruck Veranlassung gegeben.

II. Theil.

Die Tektonik des Querschnittes.

1. Die oberbayerische Hochebene.

Vor dem scharfbegrenzten und steilen Nordrande der Alpen breitet sich eine weite und flache Hochebene aus, die unter dem Namen der oberbayerischen Hochebene bekannt ist, aber auch als das Molasseland bezeichnet werden könnte.

Diese Ebene verflacht sich von den Alpen weg nach Norden, resp. Nordosten bis zur Donau. Sie beginnt in unserem Profil bei Tölz mit einer Meereshöhe von 720 m und senkt sich bis zum 48. Breitengrad bis auf 650 m, also um 70 m auf 28 km, was einer Böschung von 1 : 400 oder 8′ 30″ entspricht. Würde man den Querschnitt bis zur Donau bei Ingoldstadt (365 m) verlängern, so erhielte man eine Oberflächenlinie, die einen Winkel von 11′ 20″ mit dem Horizont macht.

Dieser wenig geneigten Oberfläche entspricht im Allgemeinen auch die flache Lagerung der Sedimente. Unter den meist nur wenig mächtigen Aufschüttungen der Quartär-Periode liegen unmittelbar und, soweit sich dies feststellen lässt, in horizontaler Anordnung die obermiocänen Sande, Mergel und Conglomerate, so dass auf der grossen, weiten Ebene fast nirgends tiefere Horizonte zu Tage ausgehen. Ausgenommen davon ist jedoch ein schmaler Streifen Landes, der die Alpen umsäumt und auf unserem Querschnitt 7 km breit ist. Auf dieser Randzone verwandelt sich der orographische Charakter der Ebene in den einer hügeligen Landschaft. Zwischen Tölz und Stallau ragt der Rücken des Buchberges bis zu 838 m über Meer auf. An anderen Stellen sind es noch höhere Anschwellungen, wie die des Hohen Peissenberges mit 987 m oder des Auerberges mit 1050 m. Bei letzterem Berge hat diese Randzone eine doppelt so grosse Breite als bei Tölz, gegen Osten wird

sie aber schmäler. Diese erhöhten Bergrücken werden alle von steil aufgerichteten Gesteinsbänken des unteren Miocäns und des Oligocäns gebildet. Die Tertiärschichten liegen hier nicht mehr horizontal, sondern sind von der alpinen Aufrichtung und Faltung mit erfasst worden, wenn schon sie dabei nicht zu so hohen Bergen emporgehoben wurden, wie dies südlich davon der Fall war. In Folge dessen kommen ältere Bildungen als die oligocänen nicht zum Ausstrich, und da dieselben durch Erosion stark gelitten haben und von Moränen meist bedeckt sind, so würde es sehr schwer fallen, eine sichere Vorstellung ihrer tektonischen Anordnung zu gewinnen, wenn nicht durch den Abbau der in ihnen eingeschlossenen Kohlenflötze ganz vortreffliche Aufschlüsse unter Tag durch den Bergmann geschaffen worden wären. Von den drei beigedruckten Profilen ist das eine von mir nach den Aufschlüssen über Tag aufgenommen, die anderen zwei sind nach den Rissen der oberbayerischen Kohlenbergwerks-Gesellschaft gezeichnet und zwar das Miesbacher auf Grund meiner Begehungen des Auerquerstollens unter Führung des leider zu früh verstorbenen Bergingenieurs Korschelt, das Penzberger nach der von Gümbel in seiner Geologie von Bayern gegebenen Darstellung. Alle drei durchschneiden denselben Schichtencomplex und zeigen, dass derselbe auf eine Längserstreckung von 45 km nach dem gleichen tektonischen Grundplan angeordnet ist. Es sind zwei Mulden, eine südliche und eine nördliche, beide in ihren höheren Theilen nach Norden etwas überkippt; von Bruchflächen werden sie der Länge nach durchschnitten und die einzelnen durch sie herausgeschnittenen Gebirgsstreifen sind in verschiedener Weise verschoben, so dass die regelmässige Verbindung der Mulden unter einander durch sattelförmige Umbiegung gestört ist. Die Verwerfungsspalten sind theils saiger, theils gegen Süden einfallend.

Der von Hausham nach Au geführte Querschlag schliesst die überkippte südliche Mulde auf und durchfährt auf derselben Sohle zuerst den überkippten Südflügel mit den eingelagerten Kohlenflötzen, dann tritt er in den sehr flach, aber ebenfalls nach Süd fallenden Nordflügel ein und erreicht schliesslich wieder die unter 12° geneigten Kohlenlager, welche von der marinen mitteloligocänen Molasse unterteuft werden. Korschelt[1] hat zwischen der brackischen und marinen Molasse noch eine etwas über 200 m mächtige Übergangszone ausgeschieden, die sich von der rein marinen Entwickelung durch das Vorherrschen von

[1] Die Haushamer Mulde östlich der Leitzach. Geognost. Jahreshefte des bayer. Oberbergamtes München. III. Jahrg. 1890. S. 44.

Sanden und Geröllen (z. Th. Gneisse und Glimmerschiefer), sowie Einlagerungen von kleinen Kohlenschmitzen und Flötzchen, ferner durch das Fehlen der sonst häufigen *Cyprina rotundata* unterscheidet. *Cardium Heeri*, *Pholadomya Puschi* und *Dentalium Kickxi* sind noch häufig darin.

Der Querschlag durchschneidet diese Übergangszone und tritt in die unteren „Cyprinen-Schichten“ ein. Dann folgt eine 10 m breite saigere Zone, in der die Mergel gänzlich zerrüttet sind und kein

Kematten. Au. Hundham.



Eckersberger Mulden. Achthaler Mulde. Haushamer Mulde.

Fig. 21. Querschnitt durch die Miesbacher Kohlenlager.

Mühlwastl. Rimselrain. Walger Franz. Höhenberg. Tölz.



Hannleiten. Peterbauer Zollhaus.

Fig. 22. Querschnitt durch die Molassemulden unterhalb Tölz.

Nonnenwald. Penzberg. Johannesrain.



Promberger Mulde. Langsee-Mulde. Penzberger Mulde.

1 unterste Meeresmolasse. 2 untere Meeresmolasse. 3 kohlenführende brackische Molasse. 4 obere Meeresmolasse. 5 obere Süsswassermolasse.

Fig. 23. Querschnitt durch die Penzberger Kohlenlager. 1 : 75 000.

Streichen oder Fallen mehr erkennen lassen. Es entspricht das einer Zerreibung auf einer O.—W. streichenden Verwerfungsspalte, denn nördlich hinter derselben legen sich unmittelbar die Schichten der Übergangszone mit 60° Neigung nach Süden an dieselbe an und werden alsbald von den flötzführenden Cyrenenmergeln unterteuft. Wir befinden uns da schon in dem überkippten Südflügel der nördlichen, Achthaler Mulde, die selbst wieder, gerade wie die südliche Haushamer Mulde, im Norden durch einen Bruch von den stark gewellten, verdrückten und verschobenen kleinen Eckersberger Mulden getrennt sind. Diese

selbst konnte ich wegen Wasserandrang nicht besuchen, auch sind die Aufschlüsse durch Verzimmerung ganz verdeckt. Doch wurden seiner Zeit die Lagerungsverhältnisse durch die Bergbeamten genau aufgenommen. Die nördliche Grenze dieser Mulden, da wo sie wahrscheinlich an die jüngere miocäne Meeresmolasse anstossen, ist leider im Bergwerk nicht aufgeschlossen worden.

Das Penzberger Profil zeigt ganz ähnliche Verhältnisse, nur dass dort die Eckersberger Mulden nicht mehr vertreten sind; doch fehlen im Norden der Promberger Mulde, welche mit der Achthaler identisch ist, überhaupt die Aufschlüsse. Die Penzberger Mulde entspricht jedenfalls der Haushamer und die kleine Langseemulde gehört zu dem bei Au durch die Längsspalte durchschnittenen Sattel, so dass sie selbst wohl nur einen südlichen Theil der Promberger Mulde darstellt, der ebenso wie die Penzberger und Haushamer Mulde überhaupt in die Tiefe gesunken ist.

Für den Querschnitt zwischen Schäftlarn und Tölz fehlen zwar die bergmännischen Aufschlüsse, aber Schürfversuche und verfallene Bergwerke sind auch hier werthvolle Anzeigen für den Ausbiss und den Verlauf der Flötze. Von Schäftlarn südwärts bis in die Nähe von Rimselrain trifft man nur die obere Süsswassermolasse, die zu unterst an den Gehängen des Isarthales unter den diluvialen Schottern und Nagelfluen zum Ausstrich kommt. Beim Mühlwastl, unweit von Bairawies, steht sie in Form von weichen, gelben bis grünlichen Mergeln und Flinz unmittelbar am Ufer der Isar an und führt zahlreiche verkohlte Laubblätter und *Helix*-Gehäuse. Sie liegt söhlig, ist aber ganz schwach wellig gebogen. Da, wo der Sägemühle von Rimselrain gegenüber die Isar einen niederen Landvorsprung rechtwinkelig umgeht, also nicht ganz 2 km südlich vom Mühlwastl, steht bereits die mitteloligocäne marine Molasse an. Sie streicht N. 80° O. und fällt mit 60° nach Süd. Ihre grauen sandigen, bröckeligen Mergel schliessen eine starke Bank eines gelblichen Sandsteines ein und führen viele, aber nicht allzu leicht erhaltbare Versteinerungen, darunter *Arca diluvii* Lam., *Cardium Heeri* M.-E., *Leda gracilis* Desh., *Corbula gibba* Olivi, *Corbula carinata* Duj., *Dentalium Kickxi* Nyst und viele kleine *Natica*-Gehäuse, ganz ähnlich denen, die man in der oligocänen Molasse am Bahnhof von Tölz findet. Die *Arca diluvii* wird zwar gewöhnlich nur aus dem Miocän angeführt, sie kommt aber im Thalberggraben bei Traunstein unzweifelhaft schon in der unteren Meeresmolasse vor, auf welche auch die übrigen Arten des Fundortes an der Isar hinweisen.

Auf Blatt Werdenfels der geognostischen Karte Bayerns sind diese Schichten irrthümlich als nordfallende obere Süsswassermolasse (*ts*) eingetragen. Auf dem linken Ufer der Isar bei Rimselrain stehen diese oligocänen Sandsteine ebenfalls an, fallen aber nur noch 35° nach Süd und werden von kohlenführenden Cyrenen-Schichten, auf denen unmittelbar über dem Wasserspiegel der Isar ein Stollen nach Westen getrieben worden ist, überlagert. Westlich davon stehen am waldigen Steilgehänge des Isarthales unterhalb Rimselrain ebenfalls die marinen Sandsteine in saigerer Stellung an und etwa 400 m thalaufwärts liegen wieder Schürfversuche auf Cyrenen-Sandsteinen und grauen Mergeln, die 45° nach Süd einschiessen, noch 300 m weiter südwärts haben grosse, aber jetzt fast ganz verstürzte Tagebaue dieselben Schichten mit flacher Neigung nach Norden aufgeschlossen, so dass die muldenförmige Lagerung der kohlenführenden brackischen oberoligocänen Molasse dadurch klar nachgewiesen und das oligocäne Alter der darunter liegenden marinen Schichten, welche auf der geognostischen Karte ins Miocän versetzt worden sind, als selbstverständlich erscheint. Weiter nach Süden fehlen nun Aufschlüsse bis zu dem Thälchen zwischen Abberg und Hannleiten, wo die untere Meeresmolasse mit *Cerithium plicatum* und einer grossen *Voluta*, die auch am Calvarienberg bei Tölz gefunden worden ist, und, wie es scheint, einer noch nicht beschriebenen Art angehört, ansteht. Diese Molasse streicht N. 55° O. und fällt mit 45° nach Süd. 700 m südlich davon stehen beim Nadlerhansl die Cyrenen-Schichten dicht am Ufer der Isar an mit gleichem Streichen und Fallen. Die Kohle ist dort erschürft worden und ebenso in dem Waldthälchen, in welchem der Weg nach Fischbach heraufführt. Die Schichten streichen darin ebenfalls N. 55° O. und fallen 55° nach S. Die geognostische Karte gibt hier irrthümlich ein nördliches Einfallen an und hat auch die untere Meeresmolasse bei Abberg übersehen. Erst 800 m südlicher kommen diese brackischen Schichten wieder am Einbach beim Zollhaus westlich von Krankenheil zum Vorschein. Man findet darin Blätter in grauen Mergeln, Cyrenen, Stinkkalke mit *Planorbis* und *Melanopsis* und Sandsteine mit Kohlenschmitzen. Sie streichen N. 55° O. und fallen 50° Süd. Weiterhin ist alles von den Schottermassen und Moränen des Wackersberges zugedeckt. Der doppelte Ausbiss der Cyrenen-Schichten bei gleicher Neigung zeigt das Vorhandensein einer überkippten isoklinalen Mulde an, womit das Auftauchen der älteren Meeresmolasse bei Abberg vortrefflich übereinstimmt. Die geognostische Karte gibt am Zollhaus nur ältere Meeresmolasse an.

Wir haben es also auf der linken Isarseite mit zwei Mulden zu thun, wovon die südliche überkippt und die nördliche höchst wahrscheinlich durch eine Verwerfungsspalte von der jungmiocänen horizontalen Molasse abgeschnitten ist. So wenig sich orographisch auch diese nördliche Grenze der gefalteten Molasse hier bemerkbar macht, so ist sie doch von der allergrössten Bedeutung, denn sie bezeichnet zugleich, wie weit die alpine Faltung nach Norden wirksam gewesen ist.

Auf der rechten Isarseite treffen wir zwar ganz ähnliche tektonische Verhältnisse wie auf der linken Seite, aber die Schichten scheinen nicht mehr in ungestörtem Zusammenhang zu stehen. Verlängert man die Cyrenenbänke des Zollhauses im Streichen nach Osten, so fällt ihre Verlängerung auf den Calvarienberg bei Tölz, der aber durchweg aus unterer oligocäner, sehr versteinerungsreicher Meeresmolasse aufgebaut ist, die am Isarufer theils saiger steht und N. 70° O. streicht, theils 55° Süd fällt und N. 110° O. streicht. Sie streicht sogar noch auf das linke Isarufer beim Abdecker herüber, wo sie 65° nach NO. fällt und N. 120° O. streicht, weiter westwärts aber nicht mehr bemerkbar wird. Sie ist also nicht überkippt, denn die Cyrenen-Schichten liegen nördlich davon am Höhenberg, wo sie durch mehrere Schächte und Stollen angefahren worden sind, und im Walde nördlich vom Bahnhof in saigerer Stellung und ost-westlichem Streichen zu Tage. Wir erkennen aus dieser Lagerung das Vorhandensein eines nicht überkippten südlichen Muldenflügels. Der Nordflügel ist wahrscheinlich bei der Mühle des Walger Franz zu suchen, wo ein verfallenes Stollenmundloch den Ausstrich der Cyrenen-Schichten andeutet. Die geognostische Karte zeichnet hier wirklich ein Kohlenflötz ein. Aber von all den dort eingetragenen Aufschlüssen thalabwärts bis zu der schon beschriebenen unteren Meeresmolasse gegenüber von Rimselrain ist, gegenwärtig wenigstens, nichts zu sehen. Die auf der Karte am Calvarienberg angegebene Schichten-Umbiegung in der unteren Meeresmolasse kann ich nicht bestätigen.

Verlängert man die Cyrenen-Schichten des Zollhauses nach Westen, so stossen sie ebenfalls auf die untere Meeresmolasse, welche den ganzen Südfuss des Burgberges bildet und theils saiger steht, theils mit 65° nach Norden einfällt. Das etwas schwankende Streichen verläuft in der Hauptsache von O. nach W. Die hangende brackische Molasse tritt erst im Norden des Burgberges auf, ist also ebenso wie bei Tölz viel weiter nach Norden vorgeschoben als diejenige am Zollhaus. Nur letztere ist überkippt. Dies alles spricht dafür, dass die Molassemulden

hier durch zwei Querbrüche zerschnitten sind, welche ungefähr dem Isarthal parallel verlaufen und zwischen sich einen etwa 2 km breiten Streifen Landes einschliessen. Auf der südlichen Verlängerung desselben liegt die orographisch so merkwürdige Wackersberger Terrasse und das so auffallend breite Isarthal von Länggries. Die selbständigen Bewegungen dieser Scholle, die wir im Verhältniss zu dem beiderseitigen

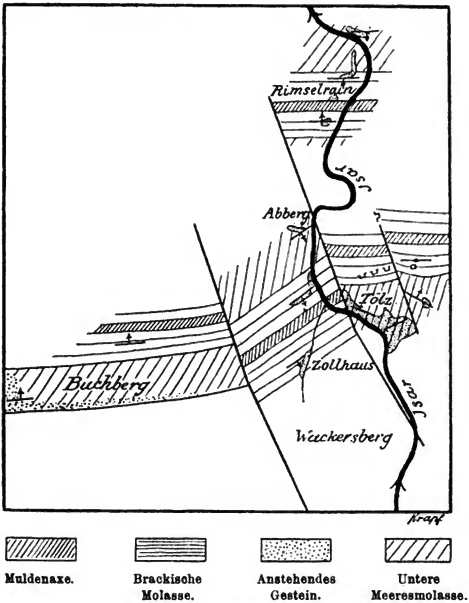


Fig. 24. Geologische Kartenskizze des Molasselandes bei Tölz. 1 : 100 000.

Molassegebirge gleichzeitig als eine Verschiebung nach Süden und eine Senkung auffassen müssen, stehen jedenfalls in enger Beziehung zu den erwähnten orographischen Eigenthümlichkeiten. Aus der beiliegenden Kartenskizze Fig. 24 geht auch hervor, dass der Molassezug von Tölz gegenüber demjenigen des Buchberges nach Norden vorgeschoben ist, also in einer der Bewegung der Wackersberger Scholle umgekehrten Richtung.

Obwohl die in der Skizze eingetragenen Bruchspalten nicht unmittelbar beobachtet werden können und ihr Verlauf darum auch nur vermuthungsweise eingezeichnet werden kann, so sind die Gründe für ihre Annahme doch sehr zwingende. Dass solche Querbrüche auch im Molasseland (denn innerhalb der Alpen selbst können sie nur noch dem Unerfahrenen entgehen) vorkommen und zum Theil sehr erhebliche Verschiebungen veranlasst haben, ist besonders lehrreich durch den Kohlenbergbau am Peissenberg nachgewiesen worden, wo die Flötze auf ihnen von Westen nach Osten der Reihe nach immer weiter nach Süden zurückgeschoben werden. Für das jugendliche Alter dieser Querbrüche spricht der Umstand, dass gerade am Peissenberg noch die obere Süsswassermolasse von ihnen mitbetroffen wird. Sie dürften also frühestens in der Pliocänzeit entstanden und vielleicht noch während der Diluvialzeit wirksam gewesen sein.

Bei Miesbach und Tölz fehlt die miocäne Molasse in den Faltungen, bei Penzberg ist sie nach den Angaben Gümbel's noch vorhanden. Am Peissenberg liegt das untere und obere Miocän sogar unter dem Oligocän, weil die ganze Schichtenserie überkippt ist. Man kann daraus schliessen, dass die Faltung der Molasse erst am Ende der Miocänzeit oder in der Pliocänzeit stattgefunden hat.

2. Das Benedicten-Gebirge.

Von ferne gesehen scheint dieses Gebirge wie eine steile Wand aus der bayerischen Hochebene aufzusteigen und mit ihm lässt man deshalb die Alpen im Norden beginnen. In unserem Querschnitt ist die Erhebung über das Molasseland nicht so augenfällig, dafür tritt aber der Unterschied in der geologischen Zusammensetzung um so schärfer hervor. Die Molasse bleibt gänzlich ausgeschlossen und es nehmen nur ältere Gesteine bis herab zur Trias an dem Aufbau Theil. Tektonisch und orographisch besteht dieses Gebirge aus einer Aufeinanderfolge von Wellen, die gegen die Ebene rollen. Die höchste derselben liegt in der Mitte und bildet die Benedictenwand, von der das ganze Gebirge seinen Namen ableitet. Im Streichen finden diese Wellen im Osten an dem breiten Querthal der Isar, im Westen an den tiefen Senken des Walchen- und Kochelsees ihr Ende; sie tauchen aber jenseits dieser Niederungen mit wenig veränderter Gestalt und Richtung wieder auf und setzen sich in den Werdenfelser und Tegernseer Alpen fort. Die breite Furche des Isarthales zwischen Fall und Walgau begrenzt das Gebirge im Süden und trennt es vom Karwendel ab. Wir

haben also ein ringsum von Vertiefungen umschlossenes Gebirgsmassiv vor uns, wie solche in den Kalkalpen so häufig sind.

Die tektonischen Grundzüge dieses Gebirgstheiles sind leicht fasslich: zwei Mulden werden durch einen Sattel mit einander verbunden; die südliche Mulde endet ebenfalls mit einem Sattel gegen das Isarthal. Die topographischen Rinnen der Hausstatt-Alp und der Jachenau liegen in der Tiefe dieser Mulden. Dazu treten dann allerdings noch eine Reihe besonderer Störungen, wie solche für den alpinen Aufbau ganz allgemein als charakteristisch gelten dürfen. In unserem Querschnitt machen sich besonders eine Anzahl von Längsbrüchen bemerkbar, die Sättel wie Mulden durchschneiden. Die äusseren Muldenflügel sind an ihnen jeweils abgesunken, so dass die Muldenkerne jetzt die höhere Lage einnehmen.

Betrachten wir zunächst den Nordflügel der nördlichsten dieser zwei Mulden, so kann es auffallen, dass die Alpen mit Schichten beginnen, die älter als die Molasse sind, die aber nicht unter dieselbe einfallen, sondern widersinnig von derselben weg in den Berg einschiessen, also mit den Molasseschichten eine Antiklinale bilden. Indessen ist dies doch nur eine Wiederholung der Verhältnisse, die wir bereits im Molasseland selbst kennen gelernt haben, wo ja auch die Mulden auf Bruchflächen an einander grenzen und der eine Flügel aus etwas älteren Schichten wie der andere besteht.

Die Mulde beginnt am Fusse des Zwiesel mit den obersten senonen Kreideschichten, nämlich grünen glaukonitischen Sandsteinen und grauen Cementmergeln. Es ist nur ein schmaler Streifen. Nach den grundlegenden Arbeiten von Gümbel und Schafhäutl[1] hat sich in neuerer Zeit Herr Imkeller um die Entwirrung der nicht leicht erkennbaren Lagerungsverhältnisse durch seine mehrjährige Bemühungen sehr verdient gemacht und den doppelten Ausbiss dieses Horizontes festgestellt, wovon er später eine genaue Darstellung zu geben beabsichtigt. Hier soll nur das für unseren Querschnitt Wichtige, so wie ich es bei gemeinsamen Wanderungen mit Herr Imkeller beobachtet habe, geschildert werden.

Das tiefste Glied ist der glaukonitische Sandstein, der bis zu Mächtigkeiten von 80 m aufgeschlossen ist. *Gryphaea vesicularis* ist sehr häufig darin eingeschlossen, stellenweise auch die *Belemnitella mucronata*, ferner grosse gerippte Ostreen, grosse Turritellen und Baculiten. Darüber liegt ein grauer bis schwarzer Kalkmergel mit einzelnen

[1] Schon 1852 (Zeitschr. D. geol. Ges. Bd. 4. S. 190) hat Rohatzsch nach den Bestimmungen von Geinitz den „Grünsand“ bei Tölz für obere Kreide erklärt.

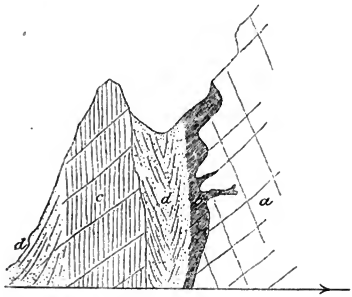
schwarzen Kalkbänken. Er führt viel Foraminiferen, darunter das grosse *Haplophragmium grande*, auch *Inoceramus Cripsi* ist nicht allzu selten. Die Mächtigkeit dieser Mergel steigt etwa auf 50 m. Darüber folgen eocäne Mergel und Sandsteine mit Nummuliten. Da diese Sandsteine ebenfalls Gryphaeen enthalten (vielleicht die *Gryphaea Brongniarti*), so liegt eine Verwechselung derselben mit dem senonen Sandsteine (Schafhäutl) nahe. Das letzte Glied des Eocäns, soweit es hier erhalten geblieben ist, bildet endlich der ziemlich mächtige „Enzenauer Marmor", mit Einlagerungen von „Stockletten", d. h. foraminiferenführenden grauen Mergeln. Der Enzenauer Marmor ist ein röthlicher geflammter Kalkstein voll grosser Nummuliten, Austern, Gasteropoden und *Conoclypeus*. Die gryphaeenführenden Sandsteine, die im Oberenzenauer Graben das tiefste Glied des Eocäns darstellen, fehlen in dem nahen Heilbrunner Graben bereits gänzlich, was auf eine Discordanz zwischen senoner Kreide und Eocän schliessen lässt, die aber zu gering ist, um an dem Streichen der Gesteinsbänke erkannt zu werden.

Quer über den Heilbrunner Graben, durch welchen unser Querschnitt gelegt ist, streichen zu unterst die steil nach Süd einfallenden grünen Sandsteine und grauen Cementmergel hinweg. In ihrem Hangenden tritt eine Wiederholung in derselben Reihenfolge der Sandsteine und Mergel auf, nur dass sie jetzt ganz vertikal gestellt sind und concordant vom Eocän überlagert werden. Dieses letztere wird im Süden von den nun folgenden starkgefalteten Flyschschichten begrenzt, aber nicht in Folge einer regelmässigen Auflagerung, sondern einer Längsverwerfung. Die nachstehende Figur zeigt den Contact beider auf der linken Bachseite. Der Flysch besteht aus dünnbankigem, grauem glimmerreichem Quarzsandstein, der N. 50° W. streicht und saiger steht, während der Enzenauer Marmor bei ostwestlichem Streichen ganz steil nach Süd einfällt. Am Contact, der in Folge einer 3 m breiten rinnenartigen Vertiefung stark verschüttet ist, sind die eocänen Mergel gewaltsam in den Marmor hineingepresst, was auf eine starke Reibung mit den daneben anstehenden Flyschsandsteinen schliessen lässt. Verfolgt man diese Grenze im Streichen, so trifft man zunächst Flysch und Eocän mit verschiedenem Streichen und Fallen nebeneinander. Letzteres verschwindet aber nach Osten alsbald ganz, im Stallauer Graben findet man keine Spur mehr davon und dort stösst wahrscheinlich das Senon direkt an den Flysch. Es erklärt sich dies daraus, dass die Längsspalte nicht genau im Streichen der Eocän-Schichten verläuft.

Der südlich sich anschliessende Flysch nimmt eine Breite von

6 km ein. Es kommt dies jedoch nicht daher, dass er besonders mächtig ist, sondern dass er in zahllose steilstehende enge Falten und Fältchen zusammengepresst ist, die man nach LAPWORTH's Vorschlag als todte Falten bezeichnen kann. Bei meinen gemeinsamen mit Dr. JOH. BÖHM im vorigen Jahr unternommenen Begehungen dieses Gebietes fand ich einzelne Kalk- und Sandsteinbänke erfüllt von Foraminiferen nebst kleinen zerbrochenen Bryozoënstöcken und Bivalvenschalen. Diese Bänke kehren häufig wieder, wohl in Folge der starken horizontalen Zusammenpressung der Schichten in stehende Falten.

Trotz der starken Zusammenpressung ist keine Spur einer transversalen Schieferung zu entdecken. Es kann dies nicht etwa auf das



a Enzenauer Marmor. *b* Stockletten. *c* Flysch. *d* Schutt.
Fig. 25. Contact des Flysches mit dem Eocän im Heilbrunner Graben. 1 : 300.

jugendliche Alter des Flysches zurückgeführt werden, denn derjenige der Schweiz im Canton Glarus zeigt dieselbe in ganz ausgezeichneter Weise. Es müssen andere Umstände daran Schuld gewesen sein, auf die wir im dritten Theile zurückkommen werden.

Jüngere Schichten sind dem Flysch nicht aufgelagert, ausgenommen die Moränen der Quartärzeit. Diese haben sich in ungeheuer mächtigen Massen in den kleineren von Ost nach West verlaufenden Thälern abgelagert und dieselben seiner Zeit fast ganz ausgefüllt bis zu Höhen von etwa 1000 m. Später sind sie zum grössten Theil wieder ausgewaschen worden, aber noch jetzt laufen der Steinbach und Lainbach abwechselnd über Flyschgesteine und Moränen. Um so auffallender ist es, dass die höheren Berge ganz frei von Moränen sind. Über Höhen von etwas mehr als 1000 m fand ich am Zwiesel nicht einmal mehr

einzelne Geschiebe, statt dessen zeigt die Oberfläche eine oft recht dicke Kruste von braunem Verwitterungslehm, in dem einzelne Bruchstücke des darunter anstehenden Flysches liegen. Auf der Nordseite ist das Gehänge des Zwiesels überhaupt auch bis zu grösseren Tiefen herab moränenfrei. Man wird also annehmen müssen, dass der Arm des Isargletschers, welcher in die Niederung des Kochelsees heraustrat, sich auf seiner Ostseite zwar an das benedictiner Flyschgebirge anlegte, aber nur bis zu Höhen von etwa 1000 m heraufreichte, und dass auch der Isargletscher bei Tölz nicht höher anschwoll. Alsdann blieb zwischen beiden der schmale Bergrücken frei, der auch heute noch die Wasserscheide zwischen der Isar und Loisach bildet und nach Norden mit dem 1350 m hohen Zwiesel endet. Das Nordgehänge dieses Berges musste aber unter solchen Umständen ganz gletscherfrei bleiben, weil im Westen

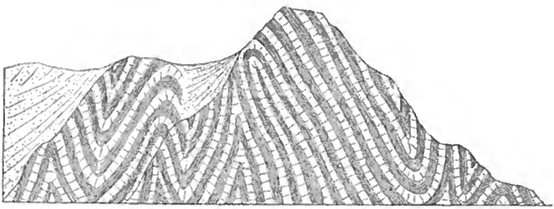
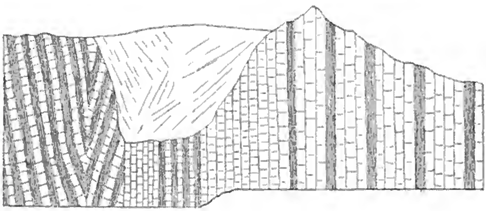


Fig. 26. Schichtenfaltungen im Flysch des Lainbaches bei Benedictbeuern. 1 : 300.

der 1203 m hohe Enzenauerkopf, im Osten der ungefähr ebenso hohe Blomberg vorspringen und die Gletscher nach aussen ablenkten.

In den linksseitigen Zuflüssen des Lainbaches erreicht der Flysch das südliche Ende seiner Verbreitung. Er grenzt auf einer scharfen und, so weit die Aufschlüsse es zu beurtheilen gestatten, senkrechten Bruchfläche an die Kössener Schichten an, welche selbst saiger stehen und *Avicula contorta, Dimyodon intustriatum, Cardium austriacum, Gervillia inflata* und *Ostrea Haidingeri* einschliessen. Südwärts folgen, ebenfalls senkrecht stehend und N. 70° O. streichend, die untersten Liasmergel und Kalke mit *Rhynchonella plicatissima* und *gryphitica* und *Terebratula* cf. *punctata*. Weiter bachaufwärts streichen mehrere feste Kalkbänke durch das Bachbett, das hier einen kleinen Wasserfall bildet, und dahinter stehen dann die unteren Liasfleckenkalke mit Arieten, Phylloceraten, Lytoceraten und der *Avicula sinemuriensis* an. Diese Liaszone

ist ungefähr 300 m breit. Die Kalkbänke zeigen zwar noch einige Knickungen und Faltungen, aber bei weitem nicht mehr so häufig wie der Flysch. Schliesslich folgt eine Art von Hauptdolomit, ein Gestein, das wenigstens ganz nur daraus besteht, aber so brecciös ist, dass man im Zweifel bleibt, ob es anstehender Dolomit oder ein Agglomerat sei. Es lagert sich auf einer N. 60° O. streichenden Fläche dem Lias an und geht nach wenigen Metern in ein wahres Dolomitconglomerat über, das von rauhen Kalkbänken mit Schalen von *Pecten* und *Cardita* abgelöst wird, auf welchen dann rothe und graue aber versteinerungslose Letten liegen. Diese ganze Ablagerung ist ungefähr 100 m mächtig und setzt sich im Streichen sowohl nach Osten als auch nach Westen weiter fort. Am Ausgang des Peissenbaches hat Gümbel früher Orbitu-



Flysch. Kössener Schichten. Unterster Lias. Arietenkalk.

Fig. 27. In der Schmiedlahn.

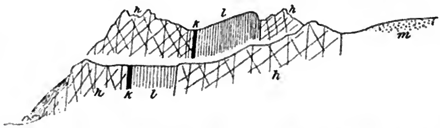
linen darin gefunden und stellte sie deshalb zum Cenoman, wohin sie wahrscheinlich gehört.

In der Schmiedlahne stossen diese Schichten im Süden an eine hohe steile Wand von Hauptdolomit, über welche ein bedeutender Wasserfall niederrauscht. Die Felsen sind stark zerklüftet und drohen mit Niedersturz. An ihrem Fusse lagern sich aber noch rothe und grüne Hornsteinbänke an, die nach ihrer Beschaffenheit sicher zu den Aptychenkalken des oberen Jura gestellt werden müssen. Ihre Lagerung ist sehr unregelmässig, dickbankige helle Kalksteine schalten sich dazwischen ein, aber die mächtige Moränenbedeckung und Verstürzungen lassen das Verhältniss dieser Schichten zu dem Cenoman nicht klar erkennen. Ich vermuthe, dass sie die Grundlage der Kreideablagerungen darstellen, die auf der saigeren Verwerfungsspalte an dem südlich anstossenden Hauptdolomit geschleppt und zertrümmert worden ist. Jeden-

falls liegt die cenomane Kreide direkt auf Juragesteinen und hat ihren Meeresboden zuerst mit Dolomitbruchstücken überschüttet, ehe es zu Kalksteinbildungen und Schlammabsätzen kam. Wir können daraus mit Sicherheit schliessen, dass schon damals eine felsige Küste von Hauptdolomit in der Nähe gewesen sein muss, aus deren Zerstörung durch die Meeresbrandung die Dolomitbreccien hervorgingen. Die Entstehung einer solchen Küste setzt aber recht erhebliche und einseitige Bewegungen in dem zur Neocomzeit noch fast ganz ebenen Untergrund voraus.

Der südlich anstossende Hauptdolomit steht senkrecht und wird auf der Südseite von Liasfleckenkalk concordant überlagert. Die Kössener Schichten fehlen hier ganz, oder sind auf ein schmales nur 3 m breites Band von gelbem Thon reducirt, in dem Versteinerungen aber nicht vorkommen. Ein neuer ost-west streichender Längsbruch schneidet

N.



S.

h Hauptdolomit. *k* Kössener Schichten (?). *l* Liasfleckenmergel. *m* Moräne.

Fig. 28. Schmiedlahn bei den Wasserfällen.

die Liasbänke alsbald ab und hat wiederum Hauptdolomit gegen sie herangeschoben, über den ein oberer Wasserfall niedergeht. Gleichzeitig setzt hier auch eine Querverschiebung durch und auf ihr sind die Schichten westlich des Baches um etwa 20 m nach Norden vorgeschoben auf einer N. 60° W. streichenden und mit 75° nach NO. geneigten Fläche, die am Gehänge der Schlucht mit ihrer geglätteten Oberfläche eine Strecke weit aufgeschlossen ist.

Auf der Höhe des zweiten Wasserfalles breiten sich mächtige Moränen aus und verdecken das Hangende des letzten Hauptdolomites zunächst ganz. Erst weiter oben am Eibelskopf kommen die Aptychenkalke zum Vorschein.

Es ist lehrreich, auch die ergänzenden Aufschlüsse des Sattelbaches kennen zu lernen, die etwa 2 km weiter im Osten liegen.

Von der Stelle, wo die Schmiedlahn sich mit dem Sattelbach vereinigt, aufwärts durchschreitet man in letzterem noch längere Zeit die Flyschschichten, bis sie unter den mächtigen Moränen ganz ver-

schwinden. Später taucht bereits der Liasfleckenkalk unter letzteren hervor, so dass wir hier dessen Contact mit dem Flysch nicht zu sehen bekommen. Ich fand darin den *Amaltheus margaritaceus*, ein Beweis, dass auch der mittlere Lias vertreten ist, den ich palaeontologisch in der Schmiedlahn nicht nachweisen konnte. Wo die Thallinie sich nach Norden umbiegt, ist der Contact zwischen Lias und Kreide sehr gut aufgeschlossen. Alle Schichten stehen saiger und streichen N. 75° O. Die Breccie von Hauptdolomit wechsellagert mit weniger mächtigen schwarzen Schiefern und scheint concordant auf den Kalkbänken des Lias zu liegen, die an der Überlagerungsstelle selbst keinerlei Veränderungen oder Aufarbeitung zeigen. Auf die Kreide folgen die Raibler Schichten, aus einem Wechsel von Dolomiten, pflanzenführenden Sandsteinen und Rauhwacken bestehend. Dann senkt sich wieder die Moräne ins Thal und erst weiter oben steht Hauptdolomit mit ostwestlichem Streichen und einer Neigung von 70° nach Süden an. Später folgen



Fig. 29. Im Sattelbach.

der Reihe nach isolirte Aufschlüsse von Kössener Schichten mit der *Terebratula gregaria* und *Lithodendron*-Kalken, Fleckenmergel und Aptychenmergel, die hier bei der Tiefenthalalp geradeso wie am Eibelskopf südfallend an den hochaufragenden Wänden des Muschelkalkes abstossen.

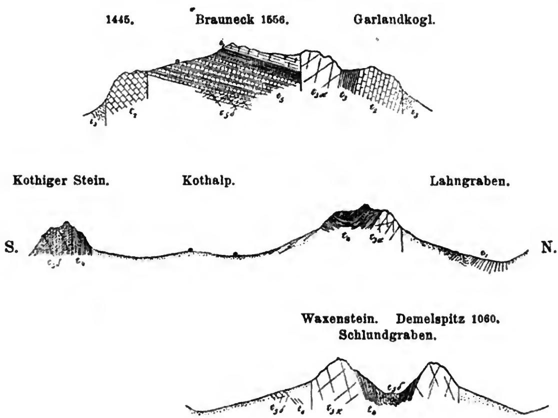
Dieser Muschelkalk ist ein graublauer Kalkstein mit vielen schwarzen Kieselausscheidungen und führt auf der Höhe des Eibelskopfes Gehäuse von *Terebratula vulgaris* und *Spiriferina Mentzeli* in Menge. Er ist bisher ganz unbekannt geblieben und auf der geognostischen Karte als Hauptdolomit eingetragen. Die Schichten stehen sehr steil, sind aber nach Süden geneigt und werden von Wettersteinkalk überlagert. Die Versteinerungen, welche ich im vorigen Jahre darin fand, lagen in den tieferen Bänken, und es ist nicht unmöglich, dass die hangenden Lagen schon dem Cassianer oder Partnach-Horizont angehören. Es empfiehlt sich dieses Gebiet für weitere Nachforschungen.

Auf den Wettersteinkalk folgen die Raibler Schichten mit Sandsteinen, Rauhwacken und muschelreichen Kalkbänken, darüber der Hauptdolomit, der in der Senke der Hausstattalp von Kössener Schichten überlagert wird, die an einigen Stellen voll von Versteinerungen sind.

Über diesen liegt noch ein Klotz von weissem dickbankigem Kalkstein, von dem es ungewiss bleibt, ob er dem Dachsteinkalk oder dem Lias zugezählt werden soll. Er liegt horizontal, biegt sich aber auf seiner Nord- und Südseite steil auf, so dass die Kössener Schichten und der Hauptdolomit unter ihm hervorkommen. Er liegt also gerade auf einer von Ost nach West gerichteten Muldenaxe, die jedoch gegen Osten ansteigt, so dass in Folge dessen trotz der höheren Lage des Gebirges im Osten der Hausstattalp nur noch Hauptdolomit als jüngstes Glied im Muldenkern liegt.

Die 500 m hohe Steilwand, welche diese Mulde im Süden begrenzt, besteht aus Wettersteinkalk. Sie gehört zwar dem Südflügel der Mulde selbst an, aber es verläuft zwischen ihr und dieser ein Längsbruch, auf welchem der Muldenkern so weit in die Tiefe gesunken ist, dass die Raibler Schichten nicht mehr zum Ausstrich kommen. Der 600—700 m breite Felsrücken der Benedictenwand ist Wettersteinkalk, dessen Bänke vertikal aufgerichtet sind. Auf ihrer Südseite legen sich ganz regelmässig zunächst die Raibler Schichten mit viel Sphaerocodien, dann der Hauptdolomit und zuletzt die Kössener Schichten an. Letztere nähern sich in ihrer Gesteinsbeschaffenheit vielfach schon den Plattenkalken, insofern Mergel und Thone gegenüber dickbankigen Kalksteinbänken stark zurücktreten. Sie sind mehrfach gefaltet zu Sätteln und Mulden und nehmen in Folge dessen in der Jachenau eine 5 km breite Ausstrichzone ein, jenseits welcher am Rautbergkopf von Neuem der Hauptdolomit emporkommt, der zu einem grossen Sattel aufgewölbt ist und mit seinem Südflügel gegen die Niederung des Isarthales sich herabsenkt. Am Kienstein, nördlich der Ortschaft Jachenau, liegt in einer der Kössener Mulden noch ein dickbankiger bis massiger, weisser bis röthlicher Kalkstein, der auffallend an denjenigen der Hausstattalp erinnert und vielleicht schon zum Lias gehört. Auf der geognostischen Karte (Blatt Werdenfels) ist der breite Zug der Kössener Schichten fast ganz als Hauptdolomit eingetragen, in dem nur drei schmale Mulden von Rhät eingezeichnet sind. Die nördlichste derselben dürfte noch erheblich weiter nach Norden geschoben werden, etwa bis zum Langeneck, der Laich- und Bärenhauptalp; die südlichste dürfte ebenfalls nach Norden bis zum Wilfetsberg und Rautberg zurückgerückt werden und dann wäre aller Hauptdolomit zwischen diesen zwei Mulden in Kössener Schichten umzuwandeln. Der westlich der Luitpolder Alp eingezeichnete Lias scheint gar nicht zu existiren; es liegen dort mächtige Moränen auf Hauptdolomit.

Diese tief sich einsenkenden Kössener Mulden der Jachenau setzen sich nach Westen bis zum Walchensee fort, der mit seiner ganzen Breite darin eingesenkt ist und längs dieser Mulden nach Osten entwässert wird, obwohl man seinen Abfluss nach den allgemeinen Terrainverhältnissen viel eher im Norden gegen den Kochelsee hin vermuthen würde. Dieser Muldenbau ist übrigens nicht ungestört geblieben, sondern wird mehrfach von Querbrüchen durchsetzt, die sich an der Bene-



t_1 Muschelkalk. t_2 Partnachschichten. $t_2\alpha$ Wettersteinkalk. t_3 Raibler Schichten. $t_3\delta$ Hauptdolomit. t_4 Kössener Schichten. j_1 Lias. j_3 Aptychen-Schichten.

Fig. 30, 31 u. 32. Drei Querschnitte durch das östliche Ende der Benedictenkette, in ihrer Aufeinanderfolge von West nach Ost und genauer Orientirung von Süd nach Nord. Grösse 1 : 20 000.

dictenwand beobachten lassen und bei einer genauen geologischen Aufnahme des ganzen Gebietes leicht in ihrem ganzen Verlauf nachgewiesen werden könnten. Im Schwarzenbach, nördlich der unteren Jachenau und unterhalb der dortigen verlassenen Gypsbrüche, welche in den Raibler Schichten liegen, geht eine solche nordsüdliche Verschiebung hindurch, auf welcher die Liasfleckenkalke und Kössener Schichten, die von Wegscheid her auf eine Erstreckung von 3 km von ONO. nach WSW. streichen, in das Niveau der Raibler Schichten gerückt worden sind, an denen sie ihr Ende erreichen. Sie streicht nordwärts auf den

Kothigen Stein zu, den sie auf seiner Westseite trifft, und zieht von da über die Garlandalp weiter. Alle Schichten auf der Ostseite dieser Spalte sind um einen bedeutenden Betrag nach Norden vorgeschoben. Fig. 30 bis 32 dient zur Erläuterung dieser Verhältnisse. Im Westen dieser Verschiebung liegt Brauneck, im Osten die Kothalp. Eine zweite aber weniger bedeutende Verschiebung läuft parallel mit der anderen zwischen der Kothalp und dem Waxenstein hindurch. Es ist dieser Gebirgstheil genau die östliche Verlängerung der Hausstattmulde, die am regelmässigsten am Waxenstein wiedererkannt wird, wo die beiden Flügel aus Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit bestehen und in der Demelspitz im Norden und im Waxenstein im Süden culminiren. Die Raibler Schichten sind am Waxenstein sehr fossilreich und schliessen Bänke voll von *Ostrea montis caprilis* und *Corbis Mellingi* ein. Bei der Kothalp ist diese Mulde in verschobener Lage deutlich wieder zu erkennen, nur ist der Südflügel vom Gehängeschutt zum grössten Theil bedeckt. Dort fand ich *Pecten subalternans* und *Terebratula Paronica* in den Raibler Schichten. Am Brauneck ist aber diese Mulde bedeutend nach Süd verschoben und zugleich durch einen Längsbruch gestört. Der Nordflügel besteht aus steilgestelltem Muschelkalk und Wettersteinkalk, zwischen denen eine Zone etwas thonigeren Kalkes vielleicht die Partnachschichten repräsentirt. Der Südflügel wird von den jüngeren Gliedern des Hauptdolomites, der Kössener Schichten und des unteren Lias[1] aufgebaut, die alle sehr flach nach Norden einfallen und auf

---

[1] Es mag als eine auffallende Thatsache erwähnt sein, dass während bei der Hausstattalp die Kössener Schichten unmittelbar von einem dickbankigen, körnigen, hellfarbigen und fossilarmen Kalkstein überlagert werden, hier am Brauneck die obersten Kössener Schichten mit *Avicula contorta* und *Gervillia inflata* von einem mehrere Meter starken dünnplattigen Spongienkalk überlagert werden, dessen Platten fast ausschliesslich aus einstrahligen Nadeln zusammengesetzt werden. Winkler schätzt ihre Mächtigkeit auf 40 m, was ich aber für zu hoch halte. Darüber folgen dann ziemlich mächtige hellfarbige Kieselkalke, in denen die Kieselsäure theils in unregelmässigen Knollen vertheilt ist, theils zur Verkieselung der Petrefacten dient. Es erinnern dieselben an die Kieselkalke des Hochfellen, welche so reich an unterliasischen Brachiopoden, Korallen, Megalodonten, Gasteropoden etc. sind und die dort ebenfalls von einer Spongienschicht unterteuft werden. Sehr schöne Oolithkalke wechsellagern damit. Winkler G. G. (N. Jahrb. f. Min. etc. 1886. II. S. 1) hat daraus *Schlotheimia angulata*, *Rhynchonella plicatissima*, *Rhabdophyllia clathrata* und *Megalodus* beschrieben und auf die Ähnlichkeit mit den Kieselkalken am Hochfellen bereits hingewiesen. Er schätzt sie auf 50—60 m Mächtigkeit. Auch die unteren Spongienschichten haben ihm eine Anzahl von unterliasischen Formen geliefert: *Spiriferina Walcotti*, *pinguis*, *Collenoti*, *Terebratula punctata*, *Lima tuberculata*,

einem Längsbruch an dem Wettersteinkalk des Nordflügels abstossen; sie sind also jenem gegenüber in die Tiefe gesunken, was durch die Aufschlüsse im Norden der Brauneckalp bestätigt wird, wo ebenfalls nordfallender Muschelkalk ansteht, der also gewissermaassen einen stehengebliebenen Theil des Südflügels darstellt. Zu beiden Seiten dieser Mulde legen sich auf Brüchen abgesunkene Aptychenkalke an. Bei der Kothalp-Mulde tritt an ihre Stelle der so versteinerungsreiche mittlere Liasfleckenmergel des Lahngrabens, der von tieferem Arietenkalk noch unterteuft wird. Auf der Südseite stellt sich jenseits der breiten und von Moränen und Schutt ganz überdeckten Kothalp-Niederung der Kothige Stein mit steilgestellten Raibler Schichten und Hauptdolomit ein, die weiter nach Osten fortzusetzen scheinen und im Süden des Waxensteines in geneigter Lage wieder zum Vorschein kommen. Im Süden davon, an den Gehängen des Schwarzbaches, stösst dieser Hauptdolomit auf Lias. Dort liegt also eine Mulde, die ostwärts bis zu den Gypsbrüchen streicht, wo sie von dem schon erwähnten Querbruch abgeschnitten wird. Sie ist jedenfalls die hier nach Norden vor-

---

Ostrea irregularis u. s. w. Es erinnert diese dünne, aber sehr fossilreiche Ablagerung durchaus an die 4 m starken Mergelkalke im Marmorgraben bei Mittenwald, welche nur echte Liasversteinerungen enthalten, von dickbankigem Angulatenkalk bedeckt und von Kössener Schichten unterteuft werden. Auch dort sind letztere sehr fossilreich und wegen der petrographischen Ähnlichkeit mit dem untersten Lias kommt leicht beim Sammeln eine Vermischung von liasischen und rhätischen Petrefacten vor. Ein ähnliches Missgeschick hat Winkler seiner Zeit betroffen, der die Versteinerungen der Grenzschichten am Gehänge, wo sie lose ausgewittert und zusammengeschwemmt worden waren, gesammelt hat. In Folge dessen erhielt er aus den liegenden Schichten: *Avicula contorta, Terebratula gregaria, Waldheimia norica, Rhynchonella cornigera* und *Spiriferina Jungbrunensis*, schloss aber daraus, dass alle diese mit den oben angeführten liasischen Arten in einer Schicht zusammen vorkämen, die also eine Art von Übergangsfauna enthielte. Er nannte sie Garlandschichten. Spätere Aufsammlungen, die C. Schwager in diesem Gebiete für das Münchener palaeontologische Museum machte, ergaben, dass sich in anstehendem Gestein dort nirgends eine solche Mischfauna nachweisen lässt. Mit Bezug auf das von Winkler gegebene Profil (S. 28) habe ich zu bemerken, dass die Schichten der Brauneckalp gar nicht auf denen des Kothigen Steines liegen. Letzterer besteht nur zur Hälfte aus Hauptdolomit, zur anderen Hälfte aus Raibler Schichten, die alle saiger stehen. Den Muschelkalk im Süden der Brauneckalp hat Winkler ganz übersehen und die Steilwand im Osten der Alp noch zu seinen Garlandschichten gestellt, obwohl sie zu oberst von echten Kössener Schichten überlagert und zu unterst im Hintergrund des Kothalpbodens vom Hauptdolomit unterteuft werden (Fig. 30). Diesem Irrthum ist die zu hohe Schätzung der Mächtigkeit der Garlandschichten zuzuschreiben.

geschobene Jachenauer Mulde. Jener über die Garlandalp sich nach Norden fortsetzende Querbruch folgt dem linken Thalgehänge der Isar und findet höchst wahrscheinlich in der bereits besprochenen (S. 105) Verwerfung westlich von Krankenheil im Molassegebirge seine Verlängerung.

Der Boden des Walchensees bildet nach den Messungen GEISTBECK's drei in der Richtung von Nord nach Süd aufeinanderfolgende Mulden, die mit ihren Axen genau in die Richtung der Jachenauer Mulden fallen. Die Form des Bodens ist also tektonisch angelegt. Der tiefste Punkt des Seebodens hat eine Meereshöhe von 607 m, das Isarthal bei der Einmündung der Jachenau eine solche von 694 m. Die Muldenaxe steigt vom See aus bis unterhalb Niedernach (792 m) um beinahe 200 m und senkt sich dann wieder bis zur Isar um wenigstens 100 m. Dies verursacht den Walchensee. Eine geringe Hebung der Jachenau unterhalb Wieden in Folge von Verschiebungen auf den Querbrüchen würde genügen, um beim Orte Jachenau einen zweiten See zu erzeugen, dessen Boden, ähnlich wie beim Walchensee, aus einer nördlichen kleineren (auf der Au) und einer südlichen grösseren Mulde bestände, die beide eine O.—W.-Richtung besässen.

Der Walchensee ist also ein Muldensee, der durch ungleichmässige Bewegung der Muldenaxe entstanden ist und auch entstanden wäre, wenn es gar keine Erosion gäbe. Der Jachenauer Muldenzug setzt jenseits des Walchensees fort. Er verengt sich aber alsbald und ist nach Norden stark überkippt. Er zieht über den Krottenkopf weg, setzt bei Farchant über die Loisach und streicht nördlich vom Kramer in der Richtung zum Plansee weiter fort. Auch die Hausstatt-Mulde zeigt eine ähnliche Fortsetzung nach Westen über den Röthel- und Illingstein, die Ettaler und Ammergauer Berge.

3. Das Karwendel-Gebirge.

Über dieses stattliche und in seinem Bau so verwickelte Gebirge kann ich mich hier kürzer fassen, da ich dasselbe erst vor 5 Jahren eingehend beschrieben habe[1]: Ich wiederhole zunächst, dass die langgezogenen Höhen desselben in nördliche und südliche eingetheilt werden. Die ersteren, zugleich die niedrigeren, bestehen tektonisch aus Mulden, die letzteren aus Gewölben. Ich unterscheide sie als Karwendelvorberge (Risser-Gebirge nach A. BÖHM) und Karwendelketten, deren es vier gibt:

[1] Das Karwendelgebirge. Zeitschr. Deutsch. u. österr. A.-V. 1888.

die vordere und hintere Karwendel-, die Gleiersch- und die Solsteinkette. Unser Profil durchschneidet die Vorberge bei dem Scharfreiter, der Fleischbank und dem Gütenberg, tritt sodann am Tristkogl in die vordere Kette ein, setzt über die Rappenspitz fort und durchschneidet die hintere Kette an der Mittagsspitz und tritt dann ins Innthal ein, welches die Karwendelketten spiesswinkelig abschneidet, so dass dort von der Gleierschkette nur noch der Vomperberg als ein kleines Restchen, von der Solsteinkette aber gar nichts mehr vorhanden ist.

Es betheiligen sich am Aufbau dieses Gebirges die Schichten der Trias und des Jura, von der Kreide nur noch das Neocom und auch das nur in den Vorbergen. Seit Ende der Neocomzeit war und blieb das ganze Karwendelgebirge meerfreies Festland, in dessen Nähe nur von Osten her die senone Meeresbucht des Sonnwendjoches heranreichte, während die oligocäne Meeresbucht des Unterinnthales noch weiter ostwärts zurückblieb.

Wo unser Querschnitt von Norden her das Karwendel trifft, sind die Bänke des Hauptdolomites alle nach Süden geneigt, ganz ebenso wie am Schürpfeneck, auf der anderen Thalseite. Wäre die Schichtenanordnung beiderseits eine ungestörte, so müsste man statt des Hauptdolomites auf der Südseite der Isar die Kössener Schichten erwarten. Diese liegen aber erst weit entfernt bei der Moosenalp auf dem Dolomit. Es verläuft also wahrscheinlich ein Längsbruch durch das Isarthal, an welchem das südliche Gebirge in die Höhe geschoben ist. Näheres über die Tektonik dieses Thales wird das nächste Capitel bringen.

Wie der Dolomit des Stuhlbach-Joches auf Längsbrüchen emporgehoben ist, so sind die Kössener Schichten der Moosenalp wieder etwas eingesunken bis in das Niveau des Dolomites. Wellig verflachte Lagerung deutet eine ganz flache und breite Mulde an, die sich zu einem entsprechenden Sattel am Scharfreiter aufbiegt. Hinter demselben folgt dann eine auf Längsbrüchen tief eingesunkene, enge, isoklinale, nach Norden überkippte Mulde von Jura- und Kreideschichten, die durch das ganze Gebirge von Ost nach West hindurchgeht, theils in überkippter, theils in stehender Lagerung, aber dabei stets so eng zusammengepresst und so tief eingesenkt ist, dass die muldenförmige Umbiegung der Schichten nirgends im Karwendel zu Tage kommt. Erst weiter westwärts, im Wettersteingebirge, ist dies der Fall. Die Mulde ist dort ganz flach und so hoch gelegen, dass die Erosion Kreide und Jura schon entfernt haben und nur noch die Triasglieder daran Theil nehmen. Es mag auffallen, dass hier gerade das Umgekehrte ein-

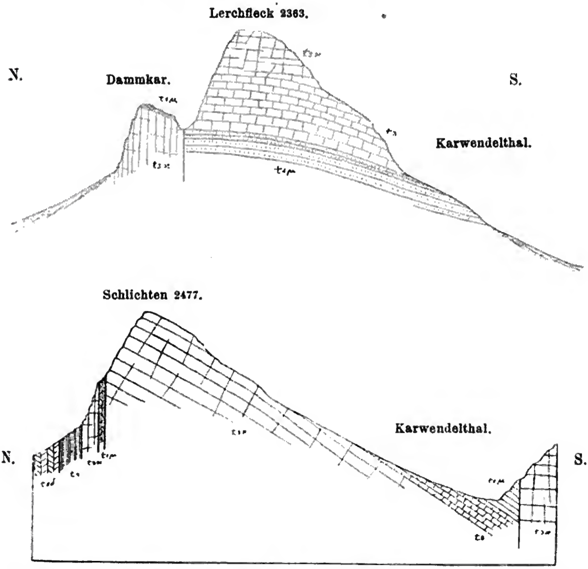
tritt, wie im Benedictengebirge und den Werdenfelser Alpen, wo die flachen und hoch gelegenen Mulden der Jachenau nach Westen eng und tief eingesenkt, sowie überkippt erscheinen.

Die enge und überkippte Kreidemulde des Gütenbergs ist nur eine lokale Bildung, die nach Westen nicht weiter fortsetzt, nach Osten vielleicht in der Senoneinsenkung des Sonnwendjoches eine Art von Fortsetzung findet.

Nun tritt das Profil in einen grossen Schichtensattel ein, an dem sich hauptsächlich die Trias, nur untergeordnet auch der Jura betheiligen. Den First bildet die Rappenspitz. Der Nordflügel senkt sich rasch in die Tiefe, aber seine Bänke von Raibler Schichten und Wettersteinkalk werden von Norden her auf einer mit 35° gegen Süden aufsteigenden Fläche durch die Massen des Tristkogls überschoben, an denen sich Myophorienschichten, Muschelkalk und Wettersteinkalk betheiligen. So kommen die Myophorienbänke direkt auf die Raibler Schichten zu liegen. Diese Überschiebung ist aber nicht auf diesen Berg beschränkt. Nach Osten lässt sie sich bis zum Achensee verfolgen, wo die Myophorienschichten über Wettersteinkalk bis herauf auf das 2100 m hohe Stanser Joch geschoben sind auf einer mit 25° geneigten Fläche (nicht 35°, wie ich 1886 aus Versehen angegeben habe). Auch im Westen am Sonnenjoch ist dieser Horizont bis zu der 2454 m hohen Spitze des Berges heraufgehoben worden, doch liess sich die Neigung der Überschiebungsfläche in dem schwer zugänglichen Felsgebirge nicht sicher feststellen.

Der Südflügel des Rappenspitzgewölbes senkt sich langsam gegen das Stallenthal und schiesst jenseits desselben scheinbar unter die hohen Wände der Mittagsspitz ein. Ein schmaler Theil ist dabei auf Längsbrüchen noch tiefer eingesunken, so dass die Kössener Schichten in das Niveau des Wettersteinkalkes gekommen sind. Auf dem Gipfel der Mittagsspitz wiederholen sich die ältesten Glieder der Trias mit erst schwachem, dann gegen das Innthal zu immer steiler werdendem Südallen. Der ganze Berg der Mittagsspitz und ebenso die ganze hintere Karwendelkette, deren östliches Ende jener ist, stellen nur einen weiteren Theil des Südflügels des Gewölbes der Rappenspitz oder der vorderen Karwendelkette dar, der aber sehr stark in die Höhe gehoben ist: im Verhältniss zum nördlichen Theil des Flügels um etwa 1200 m. Erst am Vomperberg tritt, zugleich mit einem neuen Längsbruch, eine muldenförmige Umbiegung der Schichten ein. Jura und Rhät steigen südwärts auf und bilden den Anfang eines neuen Gewölbes, das aber hier nicht mehr recht zur Ausbildung kommen konnte, denn mit einer ganzen

Reihe gedrängt stehender Längsbrüche senkt sich nun rasch das Gebirge unter die Thalebene des Innes. Einem kurzen Vorstoss des Wettersteinkalkes folgt ein schmaler Streifen von Hauptdolomit, dann ein solcher von Buntsandstein, stark gequetscht und gefaltet, zuletzt südfallend. Nochmals legt sich diesem ein schmaler Streifen von nach



tμ Myophorienschichten. *t* Muschelkalk. *tx* Wettersteinkalk. *t* Raibler Schichten. *tδ* Hauptdolomit.

Fig. 33 u. 34. Zwei Querschnitte durch die vordere Karwendelkette, zur Veranschaulichung der anormalen Lagerung der Myophorienschichten in Folge von praealpinen Dislocationen. 1 : 30 000.

Nord einfallendem Muschelkalk vor, als wenn sich dem verstümmelten Gleierschsattel noch eine Mulde anschliessen wollte.

Wir können das tektonische Bild des Karwendels kurz so schildern: In der Anlage sind eine Reihe mit einander abwechselnder Mulden und Sättel vorhanden. Längsbrüche von z. Th. bedeutender Länge haben die Schichten durchschnitten und die einzelnen Theile ver-

schoben, gesenkt, gehoben oder auch über einander geschoben. Auch auf Querbrüchen haben Zerreissungen und Verschiebungen stattgefunden, doch können sich diese auf unserem Querschnitt natürlich nicht bemerkbar machen.

Einige der Überschiebungen sind sehr merkwürdig, weil durch sie ein Theil der Schichten gänzlich aus ihrem ehemaligen Zusammenhang herausgerissen worden sind. Könnte man z. B. den Tristkogl unterirdisch auf seine Grundlage untersuchen, so würde man wahrscheinlich dieselbe Erfahrung wie bei manchen Tithonklippen der Karpathen machen, dass nämlich die älteren Triasschichten des Tristkogls überall auf jüngeren Gliedern dieses Systemes liegen, also von jüngeren Ablagerungen förmlich eingeschlossen und getragen werden.

Diese Erscheinung lässt sich durch die Annahme eines einfachen Faltungsvorganges ebensowenig erklären, wie die Lagerung der Myophorienschichten auf dem Wettersteinkalk am Lerchfleck im Dammkar (von mir beschrieben l. c. S. 81 Fig. 12), die Einschliessung derselben in Wettersteinkalk am Schlichten (S. 52 Fig. 14) und des Muschelkalkes in Wettersteinkalk und Hauptdolomit im unteren Stallenthal u. s. w. Auch die Zuhülfenahme von Verschiebungen und Brüchen nach der Faltung reicht hier nicht aus. Dahingegen lassen sich alle diese Lagerungsverhältnisse ganz leicht begreifen, wenn man annimmt, dass vor der Faltung schon Dislocationen der ursprünglich gleichmässig und horizontal ausgedehnten Meeresablagerungen stattgefunden haben. Es ist dies aber eine Annahme, zu der wir geradezu gezwungen werden, sobald wir die Vorgeschichte der Alpen kennen. Das Karwendel war Festland während der Kreide- und Tertiärzeit, die eigentliche alpine Hebung hat erst am Ende der Tertiärzeit stattgehabt; aber die Ablagerungen der cenomanen und senonen Kreide und des Eocänes, Oligocänes und Miocänes in der nächsten Nähe dieses Festlandes bestehen vielfach aus Trümmern desselben und liegen abwechselnd den verschiedenen Gliedern der Trias und des Jura unmittelbar auf. Es müssen also längst vor der Hauptfaltung der Alpen schon bedeutende Massen der älteren Sedimente zerstört worden sein. Dies ist aber nur möglich, wenn dieselben aus dem Grunde des Meeres emporgehoben und zu hohen Küstenfelsen oder Bergen umgewandelt wurden. Diese Hebungen müssen auch sehr ungleichmässige gewesen sein, denn wie anders sollten sich die tiefen, fjordartigen Meeresarme der Gosau- und Tertiärzeit innerhalb des alpinen Festlandes gebildet haben können?

Den Widerspruch, den einige Fachgenossen gegen diese Erklärung

der Lagerungsverhältnisse im Karwendel, wie ich sie vor 5 Jahren gegeben hatte, erhoben haben, kann ich mir aus ihrer ungenügenden Kenntniss der geologischen Verhältnisse dieses Gebirges erklären. Ich halte es übrigens für nöthig, hier nochmals festzustellen, dass die graphische Darstellung der praealpinen Dislocationen, wie ich sie damals gegeben habe, eine rein schematische ist und keineswegs einseitige Aufrichtungen oder Faltungen dadurch ausgeschlossen werden sollen. Die gegenwärtige Tektonik hat mir aber für ihr Vorhandensein keine Anhaltspunkte gegeben, wohl aber für das Vorhandensein gehobener und gesenkter Theile. Und diese allein habe ich darum in der denkbar einfachsten Form in das Schema eingetragen.

Im Jahre 1890 ist die geologische Übersichtskarte der Alpen von Noë erschienen. Es ist nicht anzunehmen, dass der Autor die geologische Karte des Karwendels nicht gekannt hätte; um so mehr muss es auffallen, dass er sie gänzlich ignorirt und das Karwendelgebirge nur nach den im Archiv liegenden geologischen Aufnahmeblättern der geologischen Reichsanstalt dargestellt hat. Ich schliesse daraus, dass es in Wien Geologen gibt, die die vor 24 Jahren zum letzten Male durch Mojsisovics und Neumayr revidirten Blätter des Karwendels für richtiger halten, als die erst vor 7 Jahren aufgenommene und im Maassstab von 1 : 50000 von mir publicirte Karte. Die Unterschiede beider Karten sind allerdings so gross, dass, wenn die eine richtig ist, die andere unbedingt unrichtig sein muss. Ich habe in den Erläuterungen zu meiner Karte darauf nicht besonders aufmerksam gemacht, weil die Alpenvereinszeitschrift mir nicht der dazu richtige Ort zu sein schien und weil einige der Hauptirrthümer der Mojsisovics-Neumayr'schen Karte bereits früher durch Pichler als solche nachgewiesen worden waren. Ich sehe mich leider gezwungen, das Versäumte jetzt nachzuholen und will nur die allerstärksten Widersprüche hier hervorheben. Es wird aus ihnen zu Genüge hervorgehen, dass das Blatt Innsbruck-Achensee der österreichischen geologischen Karte, auf dessen Besprechung ich mich beschränken will, als geologischer Wegweiser von einer so grossen Unzuverlässigkeit ist, dass wir es bei unseren Aufnahmen schliesslich gar nicht mehr zu Rathe zogen. Es handelt sich dabei nicht etwa um ungenau eingetragene Grenzen, sondern darum, dass wichtige Formationsglieder, oft auch ganze Formationen, die grosse Berggehänge ausschliesslich aufbauen, vollständig auf der Karte fehlen oder durch andere, mit denen sie gar keine Ähnlichkeit haben, ersetzt worden sind. Ich will einzelne Punkte herausgreifen.

1. Der lange Zug von Raibler Schichten und Hauptdolomit, welcher nach der österreichischen Karte das Karwendelthal herauf über die Hochalm ins Ladiz und über den Lalider in die Enge zieht, existirt in Wirklichkeit gar nicht. Statt dessen findet man Myophorienschichten und Muschelkalk, die sattelförmig aufgebogen sind, während nach der österreichischen Karte eine tiefe Mulde angenommen werden müsste. Die Richtigkeit meiner Karte wird durch die Versteinerungsfunde auf der Hochalp, im Johannis- und Laliderthal und auf dem Gamsjoch bewiesen.

2. Die breiten Züge von Muschelkalk an den Thorwänden und dem südlichen Falken sind auf der österreichischen Karte als Wettersteinkalk, die breiten Myophorienschichten des Rosskopfes als Raibler Schichten eingetragen.

3. Der Muschelkalk des Sonnenjoches und des Tristkogls fehlt dort ganz und ist theils als Wettersteinkalk, theils als Hauptdolomit kartirt.

4. Die überkippte und in den Hauptdolomit eingesunkene Jura- und Kreidemulde des Gütenberges ist auf der österreichischen Karte so eingetragen, als ob sie ganz flach wäre und discordant auf dem Hauptdolomit läge. Ihre Grenzen sind ganz unrichtig, das Neocom da eingetragen, wo Jura liegt und wo es wirklich liegt, ist Hauptdolomit verzeichnet.

5. Die Myophorienschichten, ein palaeontologisch wohl charakterisirter Horizont unter dem Muschelkalk, fehlen auf der österreichischen Karte gänzlich; an ihrer Stelle findet man verschiedentlich Partnachschiefer, Raibler Schichten und Hauptdolomit, also viel jüngere Ablagerungen eingetragen. Die Folge davon ist, dass die Überschiebung jüngerer durch ältere Schichten am Stanser Joch den österreichischen Geologen ganz verborgen geblieben ist. Mojsisovics[1] schrieb: „Die von mir zuerst und wiederholt nachgewiesene Discordanz des Dachsteindolomites gegenüber den älteren Formationsgliedern, welche den Schlüssel zur Deutung von so vielen abnorm erscheinenden Verhältnissen gibt, wurde neuerdings in Profilen über das Stanser Joch in nichts mehr zu wünschen übrig lassender Klarheit und Deutlichkeit constatirt. Ich habe gemeinsam mit Dr. Neumayr Stellen gesehen, wo über nahezu saiger aufgerichtetem Wettersteinkalk völlig flach gelagerter Dachsteindolomit folgt .... Ohne die Erkenntniss dieser nicht zu missdeutenden Verhältnisse kann von einem Verständniss der nordtiroler

[1] Verh. geol. R.-A. 1870. S. 183.

Trias nicht die Rede sein.“ Die hier in Aussicht gestellte eingehende Schilderung von Seiten NEUMAYR's ist jedoch niemals erfolgt; statt dessen widerlegte PICHLER[1] diese Deutung des Stanser Joches in überzeugender Weise, und da bei unserer späteren Aufnahme sich die Angaben PICHLER's alle als richtig erwiesen, so fiel damit die angebliche Discordanz zwischen älterer und jüngerer Trias in Nichts zusammen. Der Dachsteindolomit, den MOJSISOVICS auf den steilstehenden Wettersteinbänken discordant aufliegen sah, war eben älter als letzterer, gehört der unteren Trias an und ist durch Überschiebung in seine abnorme Lage gekommen. Die Angaben von Raibler Schichten und Hauptdolomit am Bärenkopf und im Bärenbaderwald sind in Folge dessen grössten Theils unrichtig.

6. Der breite Zug von Hauptdolomit, Kössener und Juraschichten, welcher mit nordwestlichem Streichen über das Vomperjoch herübersetzt und mit südwestlicher Neigung unter die jäh endenden Felswände der Mittagsspitz, die aus Muschelkalk und Wettersteinkalk bestehen, einzufallen den Anschein hat, ist auf der österreichischen Karte ganz übersehen worden; statt dessen hat man in regelmässiger Weise den Wettersteinkalk der hinteren Karwendelkette als sich zuspitzende Zunge bis in das Innthal fortgesetzt und mit Raibler Schichten allseits umsäumt. Von all' dem ist aber keine Spur vorhanden.

Ich könnte noch zahlreiche andere derartige Irrthümer auf dem Blatt Innsbruck-Achensee nachweisen, aber zur Beurtheilung des letzteren scheinen mir die angeführten Fälle schon zu genügen. Jedermann, der die Verhältnisse der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien kennt, weiss, dass die Zeit, welche man MOJSISOVICS und NEUMAYR zur Anfertigung dieses Blattes gegeben hatte, viel zu kurz bemessen war, um eine wirkliche Begehung und Aufnahme des Gebirges durchzuführen. Es entsprang das aus dem Organisationsplan, an dem, soviel ich weiss, bis in die neueste Zeit nicht viel verändert worden ist. So blieb denn nichts anderes übrig, als die älteren Aufnahmen als Grundlage zu benutzen und sie, so gut es eben ging, zu verbessern. Man sollte aber nicht vergessen, dass das alles doch nur Flickwerk war. Als ich die Aufnahmen für mein Profil 1889 begann, rieth mir der damalige Vicedirector der geologischen Reichsanstalt selbst von der Benutzung der geologischen Blätter Matrei und Sterzing ab. Aus den Schilderungen, die 1854 NÖGGERATH[2] von der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien gegeben hat, geht

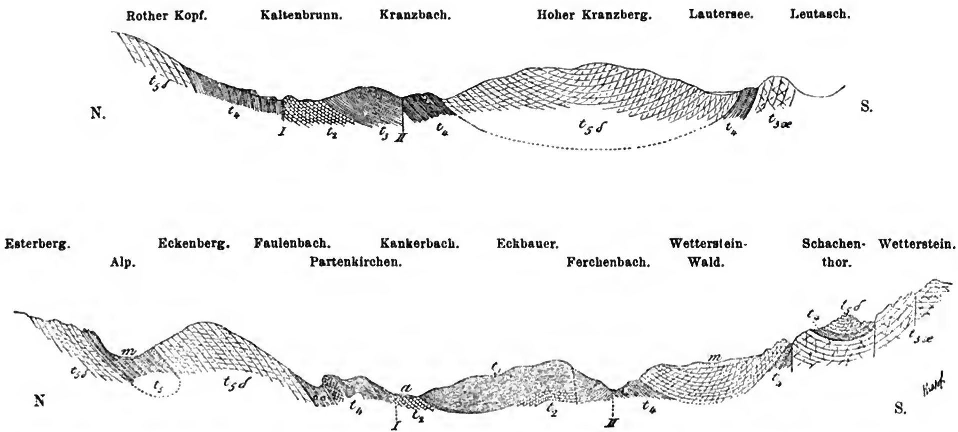
[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1875. S. 265.
[2] Zeitschr. D. geol. Ges. Bd. 6. S. 21.

bereits hervor, dass die amtliche Bestimmung, „neue geologische Detailkarten anzufertigen und der Öffentlichkeit zu übergeben“, an dem kleinen Budget (31 000 fl.) scheitern musste.

4. Das Isarthal.

Bereits ist erwähnt worden, dass das Isarthal zwischen Walgau und Fall nicht, wie das Thal der Jachenau, in einer tektonischen Mulde läuft, sondern in gleichalterigen isoklinalen Schichten eingeschnitten ist, von denen die der südlichen Seite bedeutend gehoben sind. Man kann berechnen, dass diese Hebung in vertikaler Richtung etwa 2000 m betragen hat, und es geht daraus hervor, dass die Isar hier in einer durch Verwerfungen entstandenen Rinne läuft. Da die zu vermuthende Verwerfungsspalte aber unter den mächtigen, die Rinne bedeckenden und z. Th. ausfüllenden Schottermassen verborgen liegt, so ist es nothwendig sich anderwärts umzusehen, wo die Alluvionen weniger verdecken.

Bei Walgau biegt sich das Isarthal im rechten Winkel nach Süden um und verliert seinen Charakter als Längsthal. Aber die Triassedimente behalten ihre ostwestliche Streichrichtung bei und ebenso folgt ihnen eine orographische Rinne über den Barmsee nach Partenkirchen bis zum Eibsee. Von Fall bis zum Eibsee ist dieselbe 50 km lang. Eine geringe Bodenanschwellung in derselben zwischen Barmsee und Partenkirchen bildet die Wasserscheide zwischen der Loisach und der Isar. Schon die Römer haben diese Rinne zu Verbindungswegen benutzt und gegenwärtig geht die Poststrasse ihr entlang. Es ist eine grosse Verwerfungsrinne, die bei der Aufrichtung der Alpen angelegt und seither von den Wasserläufen, Gletscherströmen und den Menschen in wechselreicher Wiederholung aufgesucht und ausgenutzt worden ist. Die beistehenden zwei Profile sollen eine Vorstellung von derselben geben. In der Mitte beider sieht man zwischen Verwerfung I und II eine Scholle liegen, deren Schichten nur wenig auf- und abgebogen sind, die aber den ältesten Gebirgstheil darstellt, Muschelkalk und Partnachschichten sind in das Niveau der Raibler Schichten heraufgerückt. Nördlich schliesst sich eine nach Norden überkippte steile Mulde von rhätischen und Raibler Schichten an. Südlich davon liegt ebenfalls eine Mulde, die aus denselben Ablagerungen besteht, aber viel flacher, weiter und nicht überkippt ist. Auf deren Südflügel kommt bei der Leutasch der liegende Wettersteinkalk in normaler Lagerung noch zum Vorschein, während er beim Schachen auf mehreren Längsbrüchen heraus-



t_1 Muschelkalk. t_2 Partnachschichten. $t_3\alpha$ Wettersteinkalk. t_4 Raibler Schichten ** Haller Schichten. $t_5\delta$ Hauptdolomit. t_6 Kössener Schichten (Plattenkalk). *m* Moräne. *a* Alluvionen.

Fig. 35 u. 36. Zwei Querprofile durch das östliche Wettersteingebirge und die Thalrinne zwischen Isar und Loisach.
1 : 75 000.

gehoben und zu einer besonderen Mulde zusammengebogen ist, in deren Kern noch die Raibler Schichten und der Hauptdolomit liegen. Auf der Höhe des Wettersteines selbst geht diese Mulde in einen zerbrochenen Sattel über.

Die überkippte Mulde der Esteralp ist die Fortsetzung der stehenden Jachenauer Falten, wie dies schon früher erwähnt worden ist. Verwerfung I und II entsprechen den Verwerfungen, welche das ebenfalls gehobene Scharfreitermassiv gegen die Isar und die Baumgarten-Mulde abschneiden. Letztere selbst ist die östliche Fortsetzung der breiten Mulde des Wetterstein-Waldes und des Hohen Kranzberges. Der Sattel des Wettersteines endlich ist der verlängerte Sattel der vorderen Karwendelkette. Der Grundplan des Baues, wie er im Karwendelgebirge und dem Benedictengebirge durch unseren Querschnitt aufgedeckt worden ist, lässt sich also im Wettersteingebirge und in den Werdenfelser Alpen ganz genau wieder erkennen, und die bedeutungsvolle Bruchlinie des Kankerbaches und von Kaltenbrunn muss jedenfalls in der Tiefe dem Laufe der Isar von Walgau bis Fall nach Osten folgen.

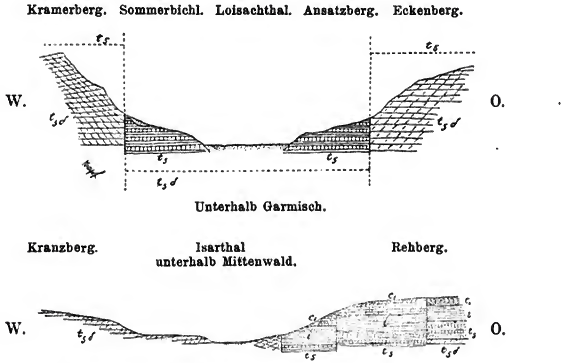
Die zwei beigedruckten Profile beruhen auf Aufnahmen, die ich im Sommer 1891 und 1892 theils allein, theils bei Gelegenheit von Aufnahmeübungen mit meinen Zuhörern gemacht habe auf Grundlage der Katasterblätter (1 : 5000). Es hat sich dabei sicher feststellen lassen, dass der bekannte pflanzenführende Sandstein des Ferchenbaches nicht zu den Partnachschichten gehört, und nicht vom Wettersteinkalk, sondern unmittelbar von den versteinerungsführenden Raibler Kalken überlagert wird, also zu den Haller Schichten gehört; ferner dass der auf Blatt Werdenfels der geognostischen Karte eingetragene Zug von Wettersteinkalk zwischen Barmsee und Partenkirchen nicht existirt. Es sind die zwischen den Raibler Sandsteinen und den gypsführenden Rauhwacken gelagerten Raibler Kalkbänke hier wie im Ferchenbach irrthümlich für Wettersteinkalk genommen worden. Das von Skuphos[1] veröffentlichte Profil durch die Partnachklamm ist von dem Wettersteinwald an gegen den Wetterstein hin entsprechend zu corrigiren. Bemerkenswerth ist die starke Moränenbedeckung auf der Höhe des Wettersteinwaldes, die viele und grosse Geschiebe centralalpiner Gesteine führt, trotzdem der Wettersteinkamm niemals von den Gletschern überwältigt worden ist. Dieselben Geschiebe finden sich auch in gleicher Menge und Höhe auf der Eckenberger Alp und es muss zu ihrer Erklärung

---

[1] Geognost. Jahresh. bayer. Oberbergamt. 1891. S. 30.

angenommen werden, dass die Gletscherzunge, die an der Scharnitz sich zwischen dem Karwendel und Wetterstein von Süden her hindurchzwängte, nördlich davon eine sehr bedeutende seitliche Verbreitung in Höhen bis zu 1300 m erlangt hat.

Obwohl die grosse Verwerfungsrinne zwischen dem Eibsee und Fall eine ganz continuirliche ist, so hat das fliessende Wasser sie doch nicht zu einem einzigen Flusslauf benutzt, der in diesem Falle eine auffallende Parallelität mit dem Laufe des Innes erlangt hätte. Die Ursache liegt in widerstrebenden Bewegungen einzelner Theile längs Querbrüchen,



sd Hauptdolomit. *ts* Kössener Schichten. *i* Jura. *ci* Neocom.

Fig. 37 u. 38. Entstehung der Querthäler der Loisach und der Isar durch Grabenbrüche., 1 : 75 000.

von denen wir einige schon bei Besprechung der Entstehung des Kochelsees zu erwähnen hatten. Die Thalsohle bei Partenkirchen liegt ungefähr 130 m tiefer als diejenige bei Walgau. Diese tiefe Lage verdankt sie der grabenartigen Versenkung, welche die Loisach unterhalb Partenkirchens durch ein Querthal in die Ebene hinausführte [1], und durch welche auf nordsüdlich streichenden Brüchen die Kössener Schichten des Ansatzberges und Sommerbichls tief in das Niveau des Hauptdolomites des Eckenberges und des Kramers eingesunken sind. In ähnlicher Weise

[1] Zeitschr. D. geol. Ges. 1883. Schon 1849 (Zeitschr. D. geol. Ges. Bd. 1. S. 260) kam Emmrich zu dem Ergebniss: „es ist das Loisachthal, wie so viele andere ausgezeichnete Querthäler der Alpen, eine Verwerfungsspalte.“

ist auch die Isar bei Fall aus der Längsrinne, quer durch die Kalkketten hindurch, in die Ebene bei Tölz hinausgeführt worden (s. S. 105 u. 115). Auch das Isarthal oberhalb Walgau folgt solchen Querbrüchen, wie aus einem ostwest laufenden Querprofil dieses Thales unterhalb Mittenwald deutlich hervorgeht.

Auf Quer- und Längsbrüchen haben sich hier aller Orten die einzelnen Gebirgsschollen in sehr verschiedener Weise gehoben und gesenkt. Die fliessenden Wasser hatten Mühe in diesem wechselvollen Labyrinth ihren Weg zu finden und offen zu halten, aber sie sind stets den tieferen Einsenkungen und den weicheren Gesteinen gefolgt. Jetzt, wo sie sich seit ungezählten Jahren ihren Weg gebaut und erweitert haben und die ursprüngliche Oberfläche sich stark verändert hat und von Schutt und Vegetation bedeckt ist, fällt es oft schwer, die tektonische Anlage im einzelnen Fall noch sicher nachzuweisen, aber der regellose, oft scheinbar geradezu widersinnige Verlauf der alpinen Bäche und Flüsse bleibt ein unzerstörbares Zeichen dafür, dass denselben durch Bewegungen des festen Untergrundes die Bahnen vorgezeichnet worden sind.

5. Das Innthal.

Da wo unser Querschnitt über das Innthal setzt, ist es über 2 km breit und von diluvialen und jüngeren Schuttmassen so sehr bedeckt, dass der tektonische Zusammenhang zwischen den nördlichen Kalkalpen und den centralen Schieferalpen dadurch gänzlich unsichtbar geworden ist.

Es fällt aber der eigenthümliche Gegensatz der beiderseitigen Thalgehänge auf. Die Trias mit ihrem so verwickelten Bau, mit ihren steilen Felswänden und zackigen Felskämmen, welche die Nordgehänge fast ausschliesslich zusammensetzt, fehlt auf der Südseite ganz. Hier sind es nur Phyllite, welche gegen das Gebirge einfallend, dasselbe aufbauen und ihm die Schiefergebirgen meist eigenthümlichen, sanft geschwungenen Contourlinien verleihen. Dieser Gegensatz der Thalseiten hält in dieser Weise bis über Innsbruck hinaus an und lässt vermuthen, dass das Innthal mit einer wichtigen tektonischen Störungslinie zusammenfällt.

Thalabwärts verändert sich das Bild dadurch, dass von Schwaz ab die Triasablagerungen auch auf die Südseite herüber kommen und sich discordant an ältere palaeozoische Schiefer anlagern. Ich habe die geologischen Verhältnisse am Gebirgsrande zwischen Schwaz und dem Zillerthal, für deren Kenntniss wir in der Hauptsache noch immer

auf PICHLER's[1] Arbeit aus dem Jahre 1861 angewiesen sind, im vorigen Jahre in Begleitung des Herrn Bergverwalters OHNESORGE an Ort und Stelle studirt und die beistehenden Profile danach und auf Grund der Grubenrisse entworfen.

Der erzführende Schwazer Dolomit liegt hier durchweg discordant auf älteren Wildschönauer Schiefern auf, die am Schwader ein abbauwürdiges Eisenspathlager einschliessen und häufig durch Aufnahme grosser Quarze und Feldspathe in eine gneissähnliche Grauwacke übergehen. Das Dolomitlager ist steil aufgerichtet und nach Norden überkippt, so dass seine Auflagerungsfläche auf den Schiefern ebenfalls steil nach Süden geneigt ist. Nur in wenigen Fällen lässt der Dolomit eine ursprüngliche Bankung noch erkennen, z. B. im Ringenwechsel-Revier, wo das Hirschmeierlager von Ost nach West streicht und nach Süd einfällt. In der Regel ist das Gestein zu einer wahren Breccie umgewandelt und wird ausserdem von zahlreichen Klüften mit Spiegeln und Rutschstreifen durchsetzt. Wo im Hangenden nochmals Schiefer auftritt, ist der Contact meist sehr unregelmässig, einzelne Schieferpartien sind in den Dolomit zungenförmig eingesenkt und auch dieses Gestein lässt nichts mehr von seiner ursprünglichen Schichtung erkennen. Man kann diesen jüngeren Schiefer von dem älteren zwar nach seiner Gesteinsbeschaffenheit erfahrungsgemäss unterscheiden, aber der Unterschied ist vielleicht kein ursprünglicher, sondern nur durch die starke Zerstörung und Quetschung bedingt. Der rothe Sandstein, mit welchem die Ablagerungen der Trias beginnen, liegt stets discordant auf diesen älteren Sedimenten und zwar abwechselnd auf dem Schiefer und dem Dolomit, welche in ihrer Mächtigkeit schon auf ganz kurze Erstreckungen hin bedeutenden Schwankungen unterworfen sind. Die beistehenden Profile geben davon eine Vorstellung. Der rothe Sandstein beginnt stets mit einem sandigen Conglomerat von Dolomit- und Schieferbruchstücken, und verräth damit die Erosion, welche seiner Ablagerung vorausgegangen ist, und die Mächtigkeitsschwankungen des Dolomites, wenigstens z. Th. verursacht hat. Sehr regelmässig folgen dann auf dem rothen Sandstein die Schieferletten, Rauhwacken, Kalke und Dolomite der Myophorienschichten und darüber die Crinoideen und Kieselkalke des Muschelkalkes. Sie sind ebenfalls überkippt und fallen in Folge dessen mehr oder minder steil nach Süden ein, nur am Rand des Innthales kommen einige Male auch nordfallende Schichten vor,

[1] Zur Geognosie Tirols. Zweite Folge. 1861.

unterhalb Ried und im Wilhelm-Erbstollen (Fig. 42). Sie deuten ein muldenförmiges Umbiegen an, welches aber an einem Längsbruche, der auf sämmtlichen Profilen mit A bezeichnet ist, rasch sein Ende findet.

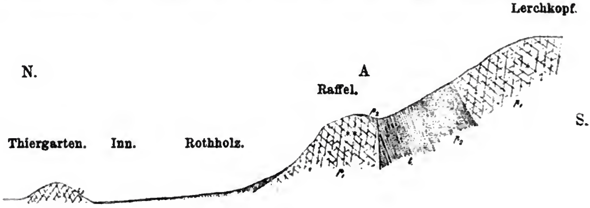


Fig. 39.

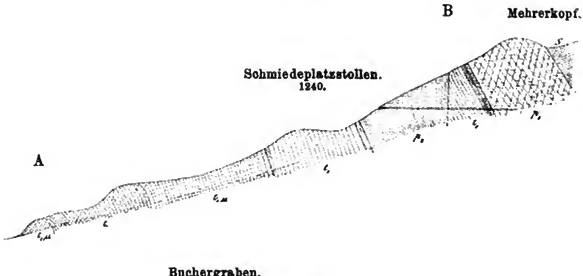


Fig. 40.

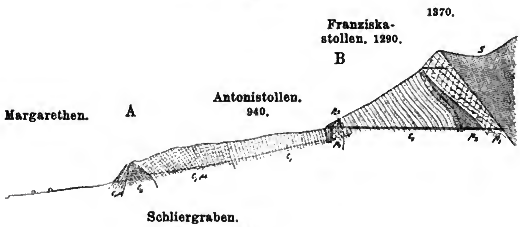


Fig. 41.

Auf der Nordseite desselben fallen die Schichten meist wieder südwärts, aber ohne überkippt zu sein und gehören also dem gehobenen Nordflügel dieser im Süden stets überkippten Mulde an. Die Muldenaxe

streicht von der Raffel gerade auf Schwaz zu und trifft in ihrer Verlängerung auf jenen räthselhaften Aufschluss an der Pfannenschmied am Ausgang des Vomperthales (Fig. 43). Hier fällt der Muschelkalk nordwärts und stösst an einen kleinen Sattel von schwarzen Letten, Rauhwacken und Sandsteinen an, die ich wegen ihrer Gesteinsbeschaffenheit zu den Myophorienschichten stellen muss. Dieser kleine Sattel liegt ganz fremdartig am Fuss einer Wettersteinwand, hinter der sich dann die Karwendelketten aufbauen. (S. 121.) Er ist ohne Zweifel

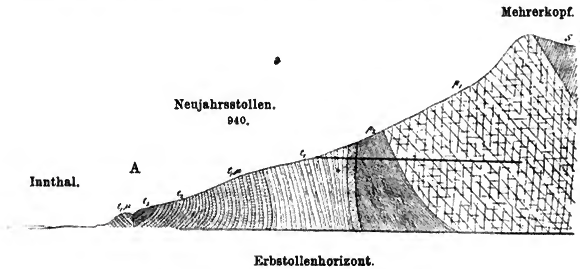
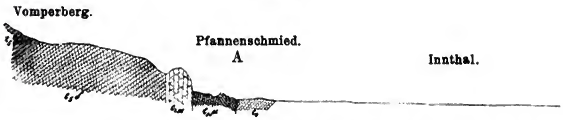


Fig. 42.



S Palaeozoischer Schiefer. p_1 Schwazer Dolomit. p_2 Jüngerer Schiefer. t_1 Buntsandstein. $t_1\mu$ Myophorienschichten. t_2 Muschelkalk. t_3 Partnachschichten. t_{2z} Wettersteinkalk. $t_4\delta$ Hauptdolomit. t_5 Kössener Schichten.

Fig. 39—43. Fünf von Ost nach West aufeinander folgende Querschnitte durch das Schwazer Gebirge. 1 : 30 000.

die Fortsetzung des Nordflügels jener rechtsuferigen Mulde, die hier zwar wegen der Biegung des Innes bei Schwaz auf das linke Ufer herübertritt, aber in Wirklichkeit doch zu den centralen Alpen gehört, deren Grenze gegen das nördliche Karwendelgebirge gerade mit der Längsverwerfung an der Pfannenschmied zusammenfällt.

Wenn nun auch der Grundplan, nach dem das Schwazer Gebirge aufgebaut ist, solchergestalt deutlich zu Tage liegt, so darf doch nicht übersehen werden, dass eine ganze Reihe schwer zu deutender Unregelmässigkeiten darin vorkommen, welche denjenigen, der an die Complicirt-

heit des alpinen Aufbaues noch immer nicht glauben will, um so mehr in Verlegenheit setzen müssen, als die Thatsachen in unwiderruflicher Weise durch den Bergbau festgestellt worden sind. Obgleich meine Untersuchungen dieses Gebietes noch nicht abgeschlossen sind, so will ich doch diejenigen Ergebnisse derselben schon jetzt mittheilen, welche von allgemeinerer Bedeutung sind. Ich benutze zugleich die Gelegenheit, den Herren Meurer, Ohnesorge und Petri für die vielfache Unterstützung, die sie mir bei diesen Untersuchungen gewährt haben, meinen Dank auszusprechen.

In den Profilen 40 und 41 schiebt sich mitten in den Buntsandstein eine Lage älterer Gesteine herein. Der Antonistollen hat einen ungefähr 100 m breiten und 500 m langen Streifen von erzführendem Dolomit durchfahren, der auch zu Tage ausgeht und auf der Nordseite von dem Buntsandstein in normaler Weise überlagert wird, wie das aus dem Vorhandensein des Grundconglomerates hervorgeht. Auf den anderen Seiten ist er ohne Zweifel durch Brüche begrenzt, worauf auch die kleine Partie von Rauhwacken (der Myophorienschichten?) hinweist, die südlich im Schliergraben auf eine kurze Strecke entblösst ist. Auch der Schmiedeplatzstollen hat eine breite Zone von jüngerem Schwazer Schiefer durchfahren, dessen Lagerungsverhältnisse denen des Dolomites im Antonistollen gleichen, nur dass dieser Schiefercomplex nicht vollkommen isolirt im Sandstein liegt, sondern nach Westen mit dem Dolomit selbst in Verbindung tritt, obgleich er nach Osten sich im Sandstein zungenförmig ausspitzt. Die Schichtenreihe des Muldensüdflügels ist also stellenweise von Längsverwerfungen durchzogen und tritt in doppelter Folge auf. Es ist aber sehr schwer die Art der Bewegungen zu bestimmen, welche dieses Ergebniss erzielt haben. Haben sich die Massen nördlich von B gesenkt oder gehoben, oder mit anderen Worten, entstammen sie dem Muldenboden oder den obersten Enden des Südflügels? Ich erwarte eine Antwort darauf durch die genaue geologische Aufnahme dieses Gebietes zu finden. Gewiss ist es, dass auch sonst die Triasschichten voll von Störungen sind, die indessen auf den beigedruckten Profilen nicht eingezeichnet wurden. Im Bucher Graben könnte man den beständigen Wechsel im Streichen und Fallen vielleicht für Gehängeverrutschung nehmen wollen, aber im Wilhelm-Erbstollen ist deutlich zu sehen, dass der rothe Sandstein von Brüchen durchsetzt wird, an welchen die Schichtlage ohne allmählichen Übergang umspringt. Am stärksten treten solche Störungen aber im Dolomit selbst hervor. Im Falkensteiner Revier sind sie durch den Wilhelm-

Erbstollen vortrefflich angefahren. (Fig. 44.) Drei grosse mit spiegelnden Rutschflächen bedeckte Klüfte convergiren auf einen Punkt. Es ist die Hauptstollenwand (N. 84 W. f. 75° N.), die Kienburger Gangkluft (N. 70° O. f. steil nach SO.) und die saigere Kluft (N. 26° O.). Ein 20 m breiter und 200 m langer Keil des Schiefers ist in der Richtung der Kienburger Gangkluft in den Dolomit hineingepresst. Die saigere Kluft und Hauptstollenwand enden ohne Fortsetzung an diesem Keil, der ebenso wie die Kienburger Gangkluft wahrscheinlich jünger als jene ist. Eine andere, die Kluft B, ist horizontal gestreift, streicht N. 50 O. und fällt 85° Süd; auf ihr scheint der Dolomit um 2—300 m in horizontaler Richtung nach

Nord.

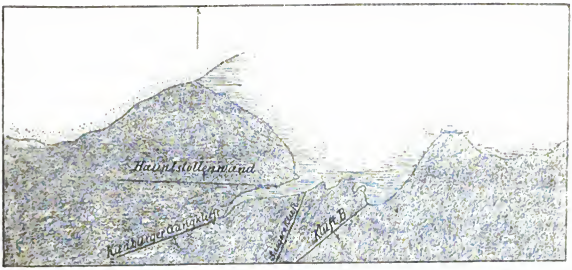


Fig. 44. Grundriss des Krummörter Revieres bei Schwaz. 1 : 13 000.
(Der dunkle Ton gibt die Verbreitung des Schwazer Dolomites, die horizontale Schraffirung den jüngeren Schiefer, die Punktirung das Grundconglomerat des Buntsandsteines an.)

NO. vorgeschoben zu sein. Auffällig unregelmässig ausgezackt ist die Grenze des Dolomites gegen den jüngeren Schiefer und steht nach ihrer Form jedenfalls mit der allgemeinen Zerdrückung des Dolomites zu einer Breccie im Zusammenhang. Dahingegen legt sich der rothe Sandstein viel ebenflächiger der älteren Grundlage auf, die damals schon in ihrem Bau gestört gewesen sein muss.

Wir haben von dreierlei verschiedenalterigen Gebirgsstörungen die Anzeigen: 1. Die Querbrüche und Verschiebungen auf denselben sind am leichtesten zu erkennen. Dahin gehört z. B. die Weitthaler Verschiebung auf Ringenwechsel, durch welche der Dolomit um 400 m nach Norden in den Buntsandstein hinein vorgeschoben ist auf einer saigeren, N. 12° W. streichenden Spalte, oder die Rothholzer Verschie-

bung, welche den erzführenden Dolomit der Raffel in das Niveau des rothen Sandsteines und der Myophorienschichten gebracht hat.

2. Die Längsbrüche sind, wie es scheint, zum grössten Theil älter als die Querbrüche und von diesen schon zerstückelt. Die Brüche A und B der Profile sind als solche leicht zu erkennen. Wahrscheinlich gehören auch die Kienburger Gangkluft und die Kluft B hierher.

3. Am schwierigsten endlich sind die Störungen nachzuweisen, welche nur die palaeozoischen Schichten betroffen haben und schon vor Ablagerung des rothen Sandsteines stattgefunden hatten. Die Art, wie der jüngere Schiefer an den erzführenden Dolomit angrenzt (s. Fig. 44), ist so regellos, und so gewiss mit der allgemeinen Verdrückung des Dolomites entstanden, dass wir sie mit dieser in die vortriasische Zeit verlegen dürfen. Doch kann ich auf diese Verhältnisse hier nicht weiter eingehen.

Gehen wir, um den Contact der nördlichen Kalkalpen mit den centralen Alpen, den wir bei der Pfannenschmied erkannt zu haben glauben, weiter zu verfolgen, thalabwärts, so fällt uns zunächst auf, dass das Innthal bei Wörgl eine starke Umbiegung nach Norden erleidet. Die Ursache davon liegt jedenfalls darin, dass von Brixlegg an der Inn in eine alte, praealpine, oligocäne Meeresbucht einmündet, in welcher er bis Kufstein fortläuft. In der Fortsetzung seiner ostnordöstlichen Richtung liegt aber die Thalrinne, die sich von Wörgl ab zwischen der Hohen Salve und dem Kaisergebirge hindurch nach St. Johann in Tirol erstreckt, und auch weiterhin die Grenze zwischen den Nord- und Centralalpen bezeichnet. Ähnlich wie in der schon besprochenen Verwerfungsrinne Fall-Eibsee, liegen in dieser Tiroler Rinne niedere Wasserscheiden. Es sind zwei, auf denen die Ortschaften Söll und Ellmau erbaut sind; die Söller Achen, der Weissenbach und die Reitner Achen theilen sich in dieses Längsthal.

Das Gebirge der Salve besteht grössten Theils aus palaeozoischen Schiefern, denen discordant verrucanoartige Schiefer und erzführender Schwazer Dolomit[1] aufgelagert sind, die steil nach Norden einfallen, aber nicht wie bei Schwaz überkippt sind. Darüber liegen ungleichförmig die rothen Sandsteine der Werfener Schichten, die noch über jene Thalrinne herüber setzen bis an das Südgehänge des Kaisergebirges, wo sie aber schon in geringer Höhe durch eine Verwerfung abgeschnitten werden und an die Schichtenköpfe flacher liegender, jüngerer Trias-

[1] Zeitschr. D. geol. Ges. 1883. Taf. 7 Fig. 5.

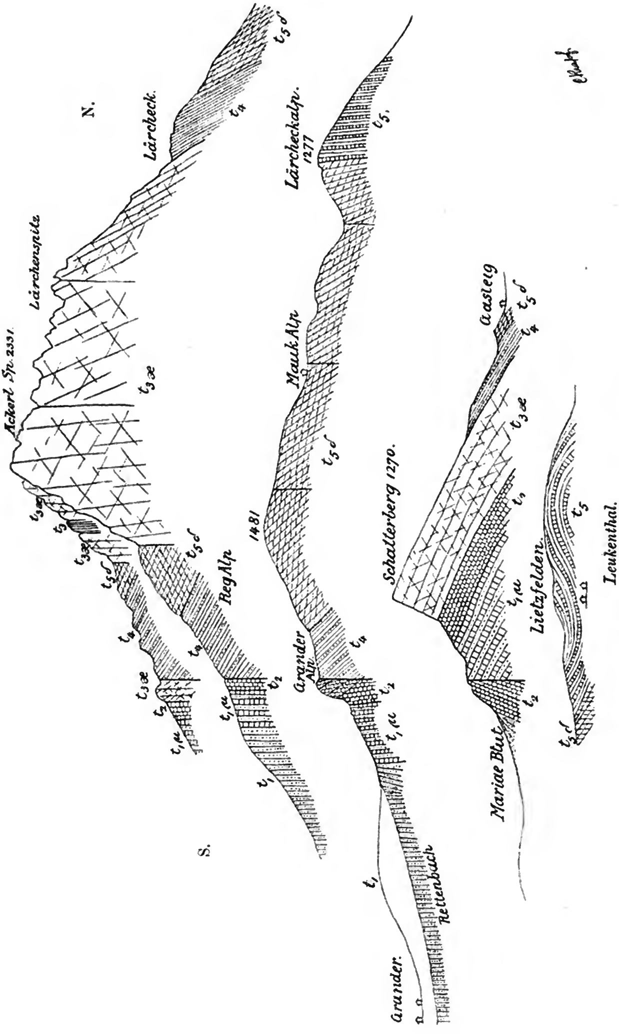


Fig. 45. Das vordere Kaisergebirge. 1:25 000.

schichten angelagert sind. Die beistehenden Querschnitte durch den Wilden Kaiser von der Ackerl-Spitz an bis zum Leukenthal sollen diese Verhältnisse veranschaulichen. Sie beruhen auf Aufnahmen, die ich im Herbst 1892 gemacht habe. Zur allgemeinen Orientirung sei bemerkt, dass der Wilde Kaiser einer grossen Schichtenmulde angehört und deren Südflügel darstellt. Den Nordflügel bildet der Hintere oder Zahme Kaiser[1]. Das zwischen beiden liegende Kaiserthal fällt mit der Muldenaxe zusammen. Am Aufbau dieser grossen tektonischen Mulde betheiligen sich sämmtliche Abtheilungen der Trias; jüngere Schichten fehlen.

Dem entsprechend sehen wir auf Profil 45 auf dem Wettersteinkalk der Lärchenspitz Raibler Schichten (Sandsteine mit *Pecten alternans* und Kalke mit *Corbis Mellingi*) und Hauptdolomit regelmässig übereinander gelagert nach Norden einfallen. Nach Süden zu verliert sich die deutliche Bankung im Wettersteinkalk fast ganz, er erscheint massig, aber von Klüften nach allen Richtungen weithin durchsetzt. Es ist gleichwohl typischer Wettersteinkalk mit der ihm eigenthümlichen Grossoolith-Structur. Auch finden sich ab und zu einzelne Gasteropoden und Korallen darin. Er scheint auf jenen Klüften z. Th. stark verschoben worden zu sein und daraus erklärt sich auch seine scheinbar übergrosse Mächtigkeit. Die Folge solcher Verschiebungen macht sich an den südlichen Felswänden der Kleinthörlspitz oberhalb der Regalp durch das Hervortreten einer kleinen Scholle von dunklem Hornsteinkalk (wahrscheinlich Muschelkalk) mitten im weissen Wettersteinkalk bemerkbar. Im Süden endet der Wilde Kaiser mit schier unersteiglichen Wänden von 6—700 m Höhe. An ihrem Fusse legt sich eine mattenreiche, sanft geböschte Hochterrasse an, auf der die Hochalpen des Grossboit liegen. Die Schichten, aus denen sie besteht, fallen flach nach Norden, es sind weiche Thone, Mergel, Rauhwacken und Sandsteine, denen einige festere Kalkbänke eingelagert und auf denen noch z. Th. eine Decke von Hauptdolomit ausgebreitet ist. Versteinerungen sind nicht selten darin. Sie wurden am eingehendsten von S. von Wöhrmann[2] untersucht und zur Raibler Fauna gestellt. Er schloss daraus, wie auch schon früher Mojsisovics[3], dass diese Schichten durch eine Verwerfung von dem Wettersteinkalk des Wilden Kaisers getrennt sein müssen, ohne indessen diese Verwerfung selbst gesehen zu haben.

---

[1] s. Gümbel, Das bayer. Alpengebirge. Taf. VII Fig. 55, und Eb. Fraas, Scenerie der Alpen. S. 158 Fig. 64.

[2] Jahrb. geol. R.-A. 1889. S. 250.

[3] Jahrb. geol. R.-A. 1874. S. 107.

Gümbel[1] hatte früher in den Rissgängen ebenfalls keine Spuren davon gesehen und deshalb eine ungestörte Schichtenfolge angenommen, wobei die Raibler Schichten als untere *Cardita*-Schichten zwischen Muschelkalk und Wettersteinkalk zu liegen kommen. Freilich bleiben dabei die Schwierigkeiten bestehen, dass ein weisser Kalk (6 b bei Gümbel), weil zwischen Muschelkalk und diesen unteren *Cardita*-Schichten liegend, nicht als Wettersteinkalk, wofür ihn Wöhrmann hält, sondern noch als Muschelkalk gelten muss, und dass die dem Hauptdolomit so ähnlichen Dolomite (10 bei Gümbel) zwischen den unteren *Cardita*-Schichten und dem Wettersteinkalk (12) nicht Hauptdolomit sein dürfen, obwohl sie sich ohne Unterbrechung bis in die weiteren Hauptdolomitregionen des Niederkaisers fortsetzen.

Bittner[2] hieb dann diesen gordischen Knoten durch, indem er beiden Theilen Recht gab: Gümbel in Betreff der ungestörten Lagerungsverhältnisse, Mojsisovics und Wöhrmann in Betreff des Alters der *Cardita*-Schichten. Dafür musste aber der Wettersteinkalk zum Opfer fallen, er verwandelte sich in der geschickten Hand dieses Forschers unversehens in Dachsteinkalk. Es ist zu bedauern, dass Bittner damals den echten Wettersteinkalk so wenig kannte und dem Kaisergebirge einen zu flüchtigen Besuch abstattete, er hätte sonst seine Entdeckung, auf die er gegenwärtig keinen grossen Werth mehr zu legen scheint[3], wohl für sich behalten. Skuphos[4] hat sich denn auch auf Grund seiner Untersuchungen der Wöhrmann'schen Auffassung angeschlossen und ebenso Eb. Fraas[5]. Immerhin darf man den wirklichen Nachweis dieser angenommenen Längsverwerfung verlangen und müsste, wenn dies nicht gelingen sollte, ernstlich an der Richtigkeit jener Auffassung zweifeln. Glücklicherweise kann dieser Nachweis geführt werden. Gleich oberhalb der Regalp geht am Fusse der Wettersteinwände an einem vorspringenden, aus flach nach Norden einfallendem Hauptdolomit gebildeten Grat, auf dessen östlicher Abdachung, eine kurze aber steile Wasserrunze genau auf der Grenze beider Gesteine nieder, so dass, wer in derselben hinaufsteigt, stets gleichzeitig mit der rechten Hand den Wettersteinkalk, mit der linken den Hauptdolomit berühren kann. Die saigere Grenzfläche streicht N. 75 O. Im Wettersteinkalk ist hier eine

[1] Sitzber. Akad. Wissensch. München 1874. S. 177.
[2] Jahrb. geol. R.-A. 1890. S. 437.
[3] Verh. geol. R.-A. 1892. S. 308.
[4] Die Stellung der unteren *Cardita*-Schichten. Geogn. Jahresh. 1891. S. 40.
[5] Scenerie der Alpen. 1892. S. 158.

Schichtung nicht zu erkennen, wie schon früher erwähnt wurde, aber der Hauptdolomit fällt mit 20—30° gegen die vertikale Trennungsfläche ein und seine Bänke stossen an derselben ab, wobei sie z. Th. stark brecciös geworden sind. Weiter im Osten, wo der Contact leider durch mächtige Schutthalden verdeckt wird, steht der Dolomit vielfach auch ganz saiger, es sind das lokale Störungen in der Nähe der Verwerfungsspalte.

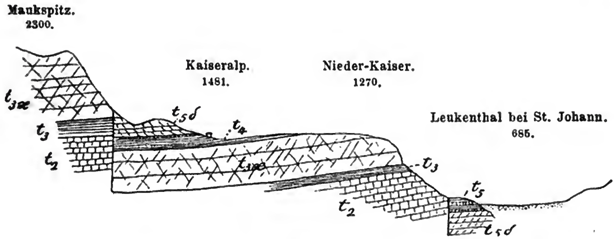
Jene Runze ist von dem reichen Fossilfundorte über der Regalp bequem in 10—15 Minuten zu erreichen. Die Stelle, wo sie liegt, kann vom Bahnhof St. Johann aus mit dem Fernrohr leicht erkannt werden.

Eine zweite saigere Längsspalte läuft mit jener parallel und schneidet die Raibler Schichten der Grossboit-Hochterrasse gegen Süden ab. In meist ganz vertikaler, selten sehr steil nach Norden geneigter oder auch überkippter und nach Süden fallender Stellung legen sich die Schichten des Muschelkalkes, bei der Regalp auch noch etwas Wettersteinkalk, südlich an die abgeschnittenen Schichtenköpfe der Raibler Schichten an, die hier also grabenartig in die ältere Trias eingesunken sind. Nach Osten hebt sich diese gesunkene Scholle langsam in die Höhe, so dass am Niederen Kaiser an ihrer Basis der Wettersteinkalk zum Vorschein kommt, darunter liegen auch der Muschelkalk und endlich sogar die Myophorienschichten. Unverändert aber bleibt die südliche Vorlage von Muschelkalk, die sich bei Mariä Blut geradeso mauerartig vor die porösen, höhlenartig auswitternden Rauhwacken und Mergel der Myophorienschichten legt, wie sie dies auf dem Grossboit bei der Kaiser-, Grander, Kaisermann-[1] und Regalp vor den Raibler Schichten thut. An diese Muschelkalkmauer, welche der Thätigkeit der Erosion in den weichen Raibler Schichten einen erheblichen Widerstand entgegensetzt und für die Bewohner der Niederungen eine wahre Schutzmauer ist, schliessen sich nach Süden ganz gleichförmig die Myophorienschichten mit ihren Rauhwacken, Dolomiten und Kalken und dann die rothen, seltener weissen und grauen, manchmal auch dolomitischen Sandsteine und rothen, glimmerreichen Letten der Werfener Schichten an.

Die gewaltige Wettersteinmasse des Wilden Kaisers endet in ihrem Streichen ganz plötzlich an den über 1000 m hohen Steilwänden der

[1] Die Regalp ist auf der österr. Generalstabskarte als Hegalp eingetragen, sie wird auch nach ihrem Besitzer Knappinger die Knappen-Alp genannt. Östlich von ihr liegt die auch auf der Karte eingetragene, aber nicht benannte Kaisermann- oder Botenalp (weil der Besitzer Kaisermann Postbote war), dann erst folgt die Grander-Alp.

Maukspitz. Das im Osten vorliegende, niedrige Waldgebirge besteht nur noch aus Hauptdolomit. Es ist das um so auffallender, als der Wettersteinkalk dasselbe Streichen wie dieser Dolomit hat, nämlich von West nach Ost, so dass beider Bänke an den Maukwänden geradezu aufeinander stossen. Es müssen also jene hohen Wände einer von Süd nach Nord streichenden Verwerfungsspalte entsprechen, auf welcher das östliche Gebirge um vielleicht 1500 m niedergesunken ist (Fig. 46). Dem entsprechend beobachtet man, dass auch die Raibler Schichten des Lärcheckes geradezu auf die Kössener Schichten, welche bei der Lärcheckalp anstehen, losstreichen (Fig. 45), so dass man leicht verführt werden könnte, diese für die wirkliche Fortsetzung von jenen zu halten. Ein ähnliches staffelartiges



t_1 Buntsandstein. $t_1\mu$ Myophorienschichten. t_2 Muschelkalk. t_3 Partnachschichten. $t_3\kappa$ Wettersteinkalk. t_4 Raibler Schichten. $t_5\delta$ Hauptdolomit. t_5 Kössener Schichten.

Fig. 46. Längsschnitt durch das Ostende des Wilden Kaisers. 1 : 25 000.

Absinken macht sich auch am Westrande des Leukenthales bemerkbar, wo die kleine Thalterrasse von Lietzfelden, auf der die Fahrstrasse ins Köhlnthal hinzieht, aus flach wellig gebogenen Kössener Schichten besteht, an welche im Westen die alten Triasablagerungen des Schatterberges unmittelbar angrenzen, so dass die Senkung im Osten dort ebenfalls etwa 1500 m betragen haben muss.

Das unerwartete östliche Ende der Felskette des Wilden Kaisers und das Querthal der Grossachen (Leukenthal), welches die triasischen Felsmauern nicht in Form einer engen Erosionsschlucht, sondern als breites flaches Thal, das von mächtigen Alluvionen ausgefüllt ist, durchbricht, erklärt sich in sehr einfacher Weise durch diese Querbrüche, auf denen zuerst die Felskette des Kaisergebirges sich um 1500 m gesenkt hat und dann auch der hierdurch entstandene Höhenzug des Nieder-Kaisers nochmals um 1500 m an der Stelle des Leukenthales

eingebrochen ist. Es ist das eine analoge Bildung mit derjenigen des Loisachthales bei Partenkirchen (S. 129) und sie lehrt uns wiederum, in wie hohem Maasse die Thalrichtungen und Bergformen der Alpen durch tektonische Bewegungen beeinflusst worden sind.

Als tektonisches Glied der Nord-Alpen entspricht das Kaisergebirge genau dem Karwendelgebirge. Die Hohe Salve nebst dem Südfuss des Wilden Kaisers unterhalb Grossboit hingegen gehört schon zu den centralen Alpen und entspricht dem bereits geschilderten Schwazer Gebirge. Während dieses aber die Form einer Mulde zur Schau trägt, ist der Bau des Salvegebirges nur der eines einseitig aufgerichteten Schichtensystemes. Dieser Verschiedenheit entspricht auch die orographische Entwickelung beider Gebiete. Hier eine wenig ausgesprochene Längsfurche, welche mehreren kleinen Gewässern nach verschiedenen Richtungen zum Abfluss dient; dort ein breites, tiefes Thalbecken, von den Sammelgewässern fast aller nordtiroler Bäche und Flüsse durchströmt.

Aber in beiden Fällen ist es ein scharfer und gewaltiger Längsbruch, welcher die nördlichen Kalkalpen von den centralen Alpen scheidet.

6. Die Tuxer Alpen.

Die Mittelzone der Alpen zerfällt da, wo sie unser Querschnitt trifft, sehr deutlich in zwei besondere Gebirgszüge, die sich orographisch und tektonisch bedeutsam von einander unterscheiden. Das Pfitschthal trennt sie. Der südliche Zug ist die unmittelbare Fortsetzung der hohen Zillerthaler Kette mit dem Hochfeiler und Schwarzenstein, der nördliche Zug culminirt in den Hintertuxer Schneebergen des Olperer und Fussstein, breitet sich aber als zusammenhängendes Ganze bis zum Innthal aus. Die älteren Bezeichnungen dieser Gebirgsmassen als T u x e r und Z i l l e r t h a l e r A l p e n behalte ich deshalb bei. Die Abtrennung der Alpen nördlich des Hintertuxer und Schmirnthales als Tuxer Thonschiefer-Gebirge, wie sie A. Böhm[1] in Anlehnung an Schaubach durchgeführt hat, ist tektonisch kaum zu begründen. Man könnte dasselbe höchstens als eine Unterabtheilung der Tuxer Alpen gelten lassen, wozu aber eigentlich ein Bedürfniss nicht vorhanden ist. Dahingegen ist die Hintertuxer Fernerkette von dem eigentlichen Zillerthaler Zug so verschieden, dass eine Vereinigung beider unstatthaft erscheint. Ebensowenig kann ich die Aufstellung der Pfunderser Alpen für glücklich halten, da ihre Nordgrenze weder einer tektonischen noch einer Formationsgrenze

[1] A. Böhm, Eintheilung der Alpen. 1887.

folgt, im Westen sogar noch einen Theil des Tuxer Gewölbes mit einbegreift.

Die Tuxer Alpen stellen ein grosses Faltensystem archäischer und palaeozoischer Schichtgesteine dar, bei dem zwei Sättel dominiren. Der südliche und höchste bildet die Hintertuxer Fernerkette, der weniger hohe nördliche tritt als geschlossene Gebirgskette nicht mehr hervor, weil er durch die von der Fernerkette nach Norden herablaufenden Thäler quer durchschnitten und in eine Reihe von Süd-Nord gerichteter Gebirgsgräte umgewandelt worden ist. Er gipfelt auf unserem Querschnitt im Mollgrübler, ist aber von dem südlichen Sattel überhaupt nicht scharf zu trennen, weil sich als Füllung zwischen beide noch einige kleinere enge Falten legen. Die Gewölbfirste dieses Faltensystemes sind durch Erosion stark abgetragen worden und auf den so entblössten Schichtköpfen, welche als eine Abrasionsfläche angesehen werden können, sind zu Ende der Triaszeit mächtige Sedimente von Neuem abgesetzt worden, die gegenwärtig zwar keine zusammenhängende Decke mehr bilden, aber stückweise noch auf den höchsten Gebirgskämmen oder in tief eingesunkenen Mulden erhalten geblieben sind. Auch sie sind gefaltet, aber in nicht so erheblicher Weise wie jene älteren Schiefer, deren Hauptfaltung schon vor ihrer Ablagerung stattgefunden hatte. Nachher ist dieses Gebiet nie mehr vom Meer bedeckt worden. Zu welcher Zeit die rhätischen und liasischen Schichten gefaltet worden sind, ist deshalb bei dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntniss der centralen Ost-Alpen nicht genau zu ermitteln.

Unser Querschnitt tritt vom Innthal aus bei Wattens in die Tuxer Alpen ein. In grossen Steinbrüchen sind dem Phyllit eingelagerte, quarzitische Schiefer im Westen des Ortes am Thalgehänge aufgeschlossen; die dünnschieferigen Phyllite sieht man beim Wasserfall des Wattenbaches in Felsen anstehen. An den Berggehängen selbst haben Moränen und Gehängelehm meist das Grundgebirge zugedeckt. Die Schiefer streichen im Allgemeinen von Ost nach West und fallen durchschnittlich unter 20° nach Süden. Die Schichtung fällt hier mit der Schieferung im Streichen ziemlich zusammen, aber im Fallen ergeben sich oft kleine Discordanzen, weil die Schieferung regelmässiger und eben, die Schichtung oft fein gefältelt und wellig gebogen ist. Da die einzelnen Schichten häufig verschiedenfarbig sind, so erkennt man auch geringe derartige Discordanzen an dem Auftreten farbiger Bänder und Flecken auf den Schieferungsflächen. Noch stärker bemerkbar wird dies bei den quarzitischen Phylliten in den Wattenser Brüchen, wo die einzelnen

quarzitischen Lagen oft sehr stark gefältelt sind und die Schieferung, die in den harten körnigen Lagen nicht zur Geltung kommen konnte, nur in Form einer engen Parallelklüftung zur Entwickelung gelangt ist. Schicht- und Schieferfugen kreuzen sich unter mehr oder minder grossen Winkeln und zerlegen das ganze Gestein in längliche unregelmässig prismatische Körper, ähnlich wie dies bei dem Griffelschiefer der Fall ist.

Steigt man über den Gebirgsrücken zum Vorder-Largatz auf, so trifft man etwa bei 1700 m Meereshöhe den Phyllit, mit einer Einlagerung von Marmor und Eisenspath, schwach nach NW. einfallend. Wir haben also eine Synklinale überschritten. Die gleiche Beobachtung macht man auch im Wattenthal selbst. Auf dem 2212 m hohen Largatz liegt ein schwachschieferiger, sehr dickbankig abgesonderter, epidotreicher Chloritschiefer mit ungefähr gleichem Streichen und Fallen wie der Marmor. Unter dem Gipfel in den steilen Felswänden streicht wiederum ein Kalklager aus, das, wenn man ganz ungestörte Lagerung annehmen will, ein älteres Lager als das erst erwähnte sein müsste. Mit Unterbrechungen zieht es sich am östlichen Berggehänge herab bis ins Thal, wo es etwa 1000 m oberhalb der Hagen-Mühle ansteht. Noch 1000 m weiter thalaufwärts streicht ein gleiches Lager aus, das sich bis oberhalb der Wattenberg-Alp mit Streichen N. 60 O. und Fallen 45° NW. verfolgen lässt; es ist das wahrscheinlich das unterste Lager. An vielen Orten trifft man in diesen Einlagerungen Spuren alten Bergbaues, der auf Eisenspath und Kupfererze ging. Ein gleiches Lager liegt beinahe horizontal, mit geringer Neigung nach Osten auf dem Rücken des Mölser Berges. Es ist nur wenige Meter mächtig und schliesst einige Decimeter starke Lagen von Eisenspath ein, die sich schon von Ferne durch ihre tiefbraune Verwitterung zu erkennen geben. Etwas über demselben kommt eine dünne graphitreiche schwarze Lage im Phyllit vor. Auf der Südseite des Mölser Berges stellt sich der Phyllit wieder steiler und fällt 45° nach S., ganz ebenso wie im Lizumthal selbst, gleich unterhalb der Alphütten. Der Mölser Berg kann mithin als der First eines Gewölbes betrachtet werden, das sich an die Wattenser Mulde anschliesst. Ob dies nun freilich mit derjenigen Regelmässigkeit überall der Fall ist, als wie es aus den einzelnen abgelesenen Fallrichtungen hervorzugehen scheint, ist fraglich. So beschreibt z. B. Trinker ein 4 m starkes Marmorlager in dem bedeutend südlicheren Kar auf der Ostseite des Grafmarter, das ebenfalls ein Spatheisensteinlager von bis 3 m Mächtigkeit einschliesst und mit 30° nach Norden verflacht. Da nun auch am Mollgrübler ein nördliches Einfallen im

Phyllit herrscht, so ist hier offenbar der Gewölbefirst weiter nach Süden zurückgeschoben als am Mölser Berg oder überhaupt nicht vorhanden. Der Umstand, dass durch die triasischen Tarnthaler Köpfe eine bedeutende Verwerfung hindurchzieht, macht es sehr wahrscheinlich, dass auch die älteren Schiefer von solchen betroffen worden sind. Der Nachweis wäre aber nur so zu führen, dass man die Erz- und Marmorlager auf grosse Erstreckungen hin genau verfolgen und in die Karte eintragen würde, eine zeitraubende Unternehmung, auf die ich verzichten musste.

Südlich an den Mölser Berg schliessen sich, durch das 2360 m hohe Lizum-Naviser Joch damit verbunden, die Tarnthaler Köpfe an. Unter diesem Namen werden von Alters her die Berge zwischen Lizum, Geierspitz, Griffalp und Mölser Scharte zusammengefasst. Auf der österr. Generalstabskarte fehlt leider diese Bezeichnung. Das Tarnthal (von tarn, ahd. verborgen) ist eine Thalfurche, die zwischen der Sonnenspitz und dem Nederer liegt und zwei kleine Seen trägt. Sie verdankt ihre Entstehung einer Schichtenmulde und streicht von Ost nach West. Ihr westliches Ende liegt hoch auf dem Dolomitplateau und ist durch einen steilen Absturz gegen den tieferen Grund des Naviser Thales abgegrenzt. Ein mächtiger Schuttkegel hat sich gebildet, über den man in dieses in Folge seiner hohen Lage wirklich verborgene Thal heraufsteigt. Als Tarnthaler Nederer (-Schattenseite) bezeichnet man die Höhe 2769 der Generalstabskarte. Der Name „Klammspitz“ hingegen für die Höhe 2525 der Karte ist den Hirten gänzlich unbekannt. Der kleine See westlich von der Geierspitz heisst Staffelsee, der östliche Junssee.

Überall, wo die Auflagerung der triasischen Dolomite auf dem älteren Schiefer unmittelbar zu sehen ist, stellt sich an ihrer Basis ein sandiger Schiefer ein, das Product der die Triastransgression begleitenden Erosion. In einem feinkrystallinen Bindemittel von Quarz und sericitartigem Muscovit liegen eckige klastische Quarzkörner und seltenere Feldspathkörner. Äusserlich gleicht das Gestein den sog. Verrucanoschiefern oder Sernifiten der Schweizer Alpen. Es ist aber in gleicher Weise auch da entwickelt, wo (z. B. an der Mölser Scharte) die jüngeren vielleicht schon liasischen Kalkschiefer auf dem Phyllit liegen, und ebenso wo die permischen Schwazer Dolomite (an der Hohen Salve) auf palaeozoischem Thonschiefer discordant aufruhen. Man ersieht hieraus, dass diese petrographische Ähnlichkeit, die ja auch mit dem Schiefer der Verruca bei Pisa, der den verschiedensten palaeozoischen Systemen angehört, existirt, in keiner Weise Schlüsse auf das

Alter zu ziehen erlaubt. Vor dem der Alpengeologie schon so oft verhängnissvoll gewordenen Versuch, die Gesteinsbeschaffenheit zur Altersbestimmung zu verwerthen, kann dies als eine neue Warnung dienen.

Diese Schiefer sind im Gebiete unseres Profiles in sehr verschiedener Mächtigkeit entwickelt. Nur einige Meter stark zwischen Staffel-

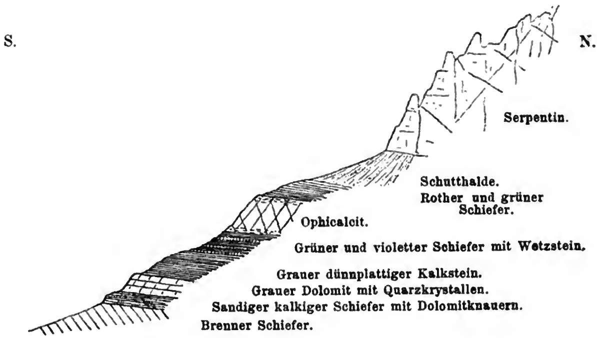


Fig. 47. Südseite des Röckners beim Staffelsee. 1:1500.

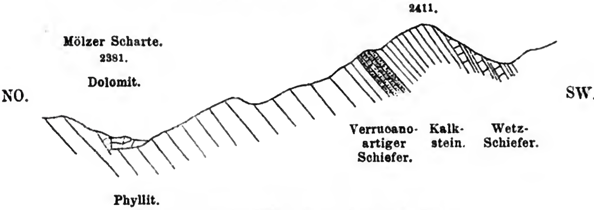


Fig. 48. Höhenzug nördlich der Tarnthaler Alpen.

see und Kreuzjoch (Fig. 47) schliessen sie bereits einige Dolomitknauern ein. An der Mölser Scharte sind sie 5—10 m mächtig, am mächtigsten aber unter der Kalkwand am Junsjoch. Gewöhnlich jedoch werden sie von grossen Schutthalden verdeckt. Darüber liegt ein ganz versteinerungsloser, oft recht krystallinischer Dolomit von weisser bis schwarzer Farbe. Er ist stets porös, voll kleiner unregelmässiger Hohlräume, in denen Quarz, Dolomit und, aber viel seltener, auch

Albitkrystalle zur Ausscheidung gekommen sind. Abgestürzte Blöcke der Dolomitmassen, welche die Tarnthaler Köpfe umgeben, findet man auf dem palaeozoischen Kalkschiefer von Hinterschmirn zerstreut herum liegen. In einem solchen Dolomitblock, ungefähr in der Höhe des Kreuzjoches, fand ich im vorigen Jahr einen grossen Feldspath eingesprengt. Aber schon vor 3 Jahren lieferten mir die von Mieslkopf abgestürzten Blöcke desselben Dolomites in Drusenräumen viele kleine, wasserhelle Feldspathe. Ein Theil der berühmten Albite des Hinterschmirn entstammt diesem obertriasischen Dolomit, ein anderer aber, wohl der kleinere Theil, scheint allerdings auch im Brenner Schiefer gefunden zu werden.

Dieser Dolomit bildet den festen und hohen Sockel der Tarnthaler Köpfe, er setzt nach Osten in den Felsmassen der Kalk- und Seewand fort und wird in kleinen Überresten auch auf der Höhe des

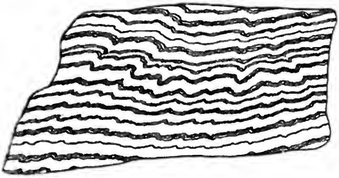


Fig. 49.
Dolomit mit Schieferlagen vom Tarnthal. 1 : 20.

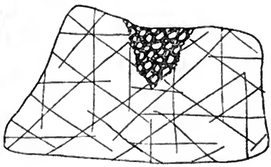


Fig. 50.
Dolomit mit lokaler Breccienbildung von der Ostseite des Nederer. 1 : 20.

Hilpolt angetroffen. Nach Westen zieht er sich bis zum Mieslkopf, wo er augenscheinlich eine regelmässige Mulde im Phyllit bildet.

Auf den Dolomit folgen schwarze Kalke von geringer Mächtigkeit, dann schwarze Thonschiefer, die mit dicken Bänken von meist stark brecciösem Dolomit wechsellagern, darüber breiten sich dünne dunkelfarbige Kalkplatten aus. Ein weiteres Glied stellen die hangenden, grünen, violetten und röthlichen Thonschiefer dar, die schmale Lagen eines mikrokrystallinen, grünen bis weisslichen Wetzschiefers einschliessen und ebenso mit dunkelfarbigen Kalkschiefern wechsellagern. Die Kössener Versteinerungen, welche schon Pichler 1859 erwähnt hat, liegen nur in den Kalken über dem unteren Dolomit. Die einzige aber ziemlich reiche Fundstelle, die ich kenne, liegt auf dem Felsvorsprung südlich von dem grossen Schuttkegel am Ausgang des Tarnthales. (S. 75.) Sie ist nicht leicht zu übersehen, weil einzelne fossilreiche Blöcke auf den Hochboden

der Griffalp[1] herabgestürzt sind und so als Wegweiser dienen. Merkwürdig ist die Breccienstructur des Dolomites, die manchmal auch in dem unteren mächtigen Dolomit nesterweise vorkommt. Sie ist jedenfalls erst nachträglich bei der Faltung dieser Sedimente entstanden. Der hangende und liegende Schiefer blieb dabei wegen seiner grösseren Biegsamkeit ganz (Fig. 49. 50). In dem untersten mächtigen Dolomit, der im Allgemeinen unzerbrochen ist, stellt sich häufig in scharf begrenzten Partien Breccienbildung ein, wie die vorstehende Zeichnung es veranschaulicht.

In den wetzsteinführenden Schiefern ist rings um den Röckner herum ein 10 bis höchstens 20 m mächtiges Lager von Ophicalcit eingeschaltet, das in seiner Mitte in reinen Serpentin übergeht und hauptsächlich in der Nähe seiner hangenden und liegenden Grenze viel Kalksteinpartien mit unregelmässig linsenförmiger Gestalt einschliesst. Im Übrigen ist die Grenze gegen den liegenden und hangenden Schiefer scharf und regelmässig. Aber die Kalkeinschlüsse scheinen doch eher auf einem Lagergang als auf ein deckenförmiges Lager hinzuweisen. Am Nederer kommt dieser Ophicalcit nicht mehr vor und derjenige bei Matrei ist petrographisch davon verschieden. Auch am Mieslkopf scheint etwas Ähnliches vorzukommen, aber ich habe die Lagerungsverhältnisse dort nicht genauer untersucht. Das hangendste Glied der ganzen mesozoischen Ablagerung ist der echte Bronzit-Serpentin des Röckner, der concordant in einer Mächtigkeit von über 100 m aufliegt. Er hat ebenfalls durchaus die Form eines Lagers. Pichler[2] hat 1859 drei Serpentinlager in sein Profil durch die Tarnthaler Köpfe eingezeichnet, aber es sind wirklich nur die zwei beschriebenen vorhanden. Weshalb er aus den Lagerungsverhältnissen die Überzeugung gewann, „dass der Serpentin nicht eruptiv sein kann, sondern einer Metamorphose liasischer Gesteine den Ursprung verdanken muss“, ist nicht recht einzusehen, da ja der Mangel „gang- oder stockförmiger Massen“ hier nicht allein entscheiden kann.

Das mesozoische Schichtensystem ist an den Tarnthaler Köpfen deutlich gefaltet und zwar lassen sich vier Mulden, die durch regelmässige Sättel miteinander verbunden sind, nachweisen. Sie streichen von Ost nach West. Die südlichste trägt im Muldenkern den Röckner,

[1] Dieser flache Boden ist wohl das Knappenkuchel, denn die Stollen setzen hier im Brenner Schiefer auf und nicht auf der Höhe des Tarnthaler Sockels, wo die Karte den Namen hinsetzt.

[2] Beiträge zur Geognosie Tirols (Ferdinandeum 1859).

bildet orographisch also keine Mulde, sondern einen Bergrücken, die nördlich sich anschliessende ist nur schwach entwickelt, noch weniger stark die darauf folgende, in deren Axe das Tarnthal fällt und die von der Sonnenspitz und dem Nederer zu beiden Seiten flankirt wird. Die nördlichste senkt sich am tiefsten ein und liegt zwischen dem Nederer und der Höhe 2525, welche von dem Nordflügel gebildet wird, der sich

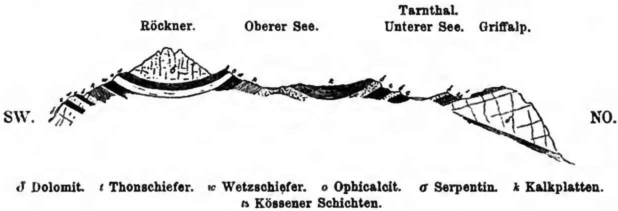


Fig. 51. Die zwei südlichen Mulden der Tarnthaler Köpfe. 1:25 000.

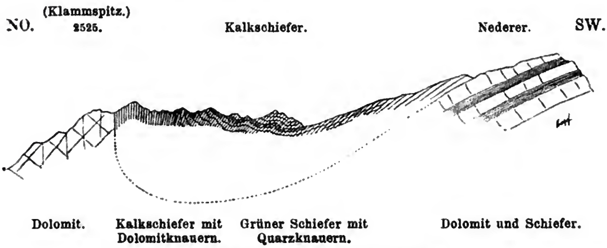


Fig. 52. Die nördliche Mulde der Tarnthaler Köpfe.

dann nach Westen noch über das Lizum-Naviser Joch bis auf die Höhe des Navis-Mölser Joches (2411) fortsetzt. Im Nordosten dieses ziemlich regelmässigen Faltensystemes tritt in unerwarteter Weise eine grosse Störung dadurch ein, dass die jüngsten Kalk-, Thon- und Wetzschiefer um mindestens 300 m auf einer SO.—NW. streichenden saigeren Verwerfungsspalte in die Tiefe gesunken sind und sich jetzt dort an den älteren Dolomit anlegen (Fig. 53). Gerade in dieser abgesunkenen Scholle wurden früher Dachschiefer und Wetzsteine gebrochen, die sich innerhalb derselben weiter nach Norden fortsetzen als in dem westlichen

Tarnthal-Massiv. Am Südostfuss des Mölser Berges treten unter denselben auch die obertriasischen Dolomite hervor.

Die Schichtfolge ist überall in diesem Gebiet von einer auffallenden Gleichförmigkeit und nur darin tritt Wechsel ein, dass der untere Dolomit nicht überall gleichmächtig ist oder auch ganz fehlt, so dass wie z. B. an der Mölser Scharte die oberen Kalkschiefer direkt auf dem sandigen Schiefer liegen (Fig. 48). Wahrscheinlich war der ober-

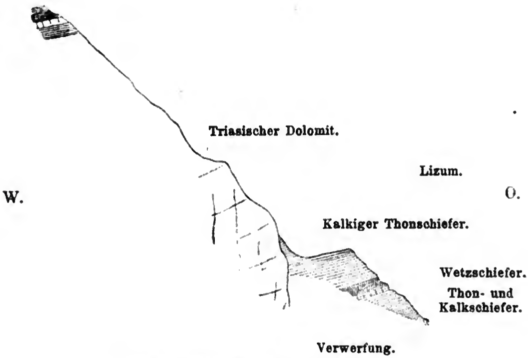


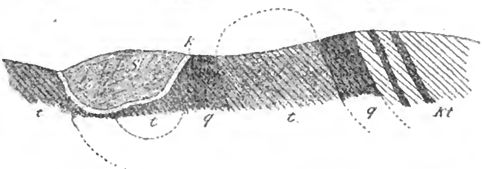
Fig. 53. Ostseite des Nederer.

triasische Meeresboden sehr uneben gestaltet und kamen die Sedimente zunächst nur in den Vertiefungen zum Absatz.

Die spätere Faltung hat, wie bereits erwähnt, den Dolomit häufig innerlich zerbrochen, im Schiefer hat sie hingegen eine stellenweise sehr auffällig hervortretende, transversale Schieferung erzeugt, die auf der Ostseite der Geierspitz und nördlich vom Nederer (s. Fig. 18 u. 52) besonders deutlich ausgeprägt ist. Sie scheint aber auf das Bereich der Muldenkerne beschränkt zu sein, wo bei der Faltung jedenfalls die stärkste seitliche Zusammenpressung stattfand.

Merkwürdig ist ferner, dass diese mesozoischen Gesteine einen Habitus zur Schau tragen, der von demjenigen recht verschieden ist, den die gleichalterigen Sedimente in den nördlichen Kalkalpen besitzen. Sie sehen „älter“ aus, d. h. sie sind fester, krystallinischer und von dünnen sericitischen Glimmerhäutchen durchschwärmt. Das mag wohl

mit ein Grund sein, weshalb Stache sie noch neuestens ins Carbon versetzt hat. Diese Metamorphose kann jedoch nicht als eine Folge stärkeren Gebirgsdruckes angesehen werden, denn die Gesteine der Nord-Alpen sind in dieser Beziehung wahrscheinlich noch viel bedeutenderen Druckkräften ausgesetzt gewesen. Wir haben es hier vielmehr mit einer in den Alpen ganz allgemeinen Erscheinung zu thun, dass nämlich die mesozoischen Kalksedimente, wo immer sie in der centralen Zone direkt in die krystallinischen Schiefer eingefaltet und eingesenkt wurden, am stärksten chemisch verändert worden sind, was sich durch erfolgte Ausscheidung von Silicatmineralien wie Glimmer, Granat, Zoisit u. s. w., in unserem Falle von Albit, Quarz und Glimmer beurkundet. Es ist das eine ganz natürliche Einwirkung der vorherrschenden, silicatreichen



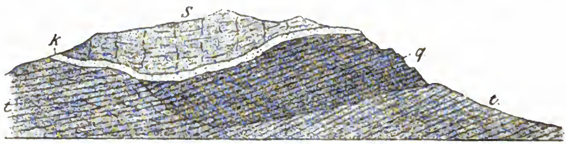
t Phyllit. q Quarzitschiefer. kt Brenner Schiefer mit Kalkeinlagerungen. k Gelbes Kalklager. S Serpentin und Ophicalcit.

Fig. 54. Östliches Sillgehänge bei Matrei. 1 : 25 000.

auf die untergeordneten kalkigen Gebirgsmassen, welch letztere aus den cirkulirenden Gewässern Stoffe aufnahmen, die ihnen selbst mehr oder weniger fremd waren.

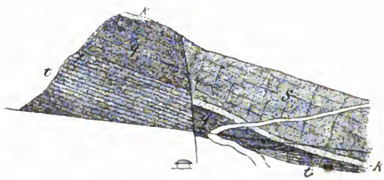
Unter der mesozoischen Tarnthaler Decke streicht die Grenze zwischen dem Phyllit und dem palaeozoischen Brenner Schiefer hindurch, aber sie ist nirgends direkt zu beobachten; der nördliche Theil der Trias liegt auf Phyllit, der grössere südliche auf Kalkschiefer, die Grenze bedecken Schutt und Moränen. Von Matrei bis herauf zum Miesljoch (Pfüner Joch) ist sie besser aufgeschlossen und continuirlich verfolgbar. Sie streicht erst auf der Nord-, später auf der Südseite des Joches in ostnordöstlicher Richtung zum Joch herauf (Fig. 54). Der Serpentin bei Matrei liegt ausschliesslich auf Phyllit, seine Unterlage ist aber von der des Tarnthales sehr verschieden. Dolomit, Kalk und Thonschiefer fehlen ganz. Statt des sernifitartigen Schiefers stellt sich ein lockerer, sandiger, gelber Kalkstein ein, der von Fragmenten des darunter liegenden

Phyllites ganz erfüllt ist. Seine Mächtigkeit beträgt meist nur einige Meter, schwillt an der Eisenbahnlinie unterhalb Schloss Matrei aber auch bis auf 30 m an. Er liegt stets discordant auf den älteren Schichtköpfen und ist als Erosionsproduct dem sernifitartigen Schiefer gleichzustellen. Er kommt in ganz gleicher Entwickelung auch am Hilpolt vor und zieht sich von Matrei bis herauf ans Miesljoch. Die muldenförmige Lagerung des Matreier Serpentinlagers lässt sich durch ihn leicht nachweisen (Fig. 55). Sehr deutlich ist an diesen Stellen die transversale Schieferung im Phyllit zu erkennen, die sich aber in das



Pfonsbach.

Fig. 55.



Pfonsbach. Säge.

t Phyllit. *q* Quarzitschiefer. *k* Gelbes Kalklager. *S* Serpentin.

Fig. 56. Das Serpentinlager bei Matrei.

kalkige Schieferconglomerat und in den Serpentin nicht verlängert. Eine kleine Verwerfung schliesst der Pfonsbach (Fig. 56) auf, die beweist, dass die Verwerfungen, welche die mesozoischen Schichten treffen, auch in dem Untergrund fortsetzen. Eine dieser ungefähr parallel laufende Verwerfung, aber von viel grösserer Bedeutung, zieht sich im Sillthal herab und schneidet die etwa 600 m breite Serpentinmulde von Matrei im Westen gänzlich ab. Am westlichen Thalgehänge trifft man statt derselben und des Phyllites oder Kalkschiefers nur noch granatführenden Glimmerschiefer, der nach SW. (im Steinbruch bei Matrei unter 20°) einfällt. Diese Verwerfung ist schon lange bekannt und lässt

sich leicht herauf bis Steinach verfolgen, von dort haben die einen sie über den Brenner-Pass sich fortsetzen lassen, die anderen haben die Richtigkeit dieser Fortsetzung bestritten. An eine genaue kartographische Aufnahme derselben ist bis jetzt noch niemand gegangen, trotzdem dies doch der einzig mögliche Weg gewesen wäre, Klarheit über diesen für die Geologie der Alpen sehr wichtigen Punkt zu erlangen. Hier rächt sich die einseitige Entwickelung, welche die Geologie in Deutschland genommen hat; wie wir jetzt über die neptunistischen Anschauungen Werner's oder die kataklystischen De Luc's lächeln, so werden einst unsere Nachfolger über die oberflächliche Weise lächeln, mit der gegenwärtig noch oft genug tektonische Fragen entschieden werden. Geistreiche Vermuthungen, gestützt auf einige flüchtige Beobachtungen, gelten auch jetzt noch manchen als genügende Grundlagen. Die genauen Beobachtungsmethoden, wie sie in der Topographie, Krystallographie und überhaupt in fast allen Naturwissenschaften eingeführt sind und als unerlässlich erachtet werden, dürfen auch in der tektonischen Geologie nicht ungestraft vernachlässigt werden.

Der südlich vom Phyllit ausgebreitete Brenner Kalkschiefer zeigt nahe seiner nördlichen Grenze südliches Einfallen seiner Schieferflächen, dann stellen sie sich steiler, werden saiger und gehen ganz nach Art eines Fächers zuletzt in nördliche Neigung über, welche dann weithin bis zur Südgrenze die herrschende bleibt. Der Fallwinkel ist dabei allerdings vielfachem Wechsel ausgesetzt und ebenso die Streichrichtung, die nur im Allgemeinen eine ostwestliche genannt werden kann, sehr häufig eine nordöstliche ist und manchmal auch nach Nordwesten umspringt. Die Schieferung ist auch hier eine zur Schichtung discordante und es darf die Fächerstellung keineswegs als eine Schichtenmulde aufgefasst werden. Einlagerungen von marmorartigem Kalkstein und Dolomit sind nicht selten, aber im Süden viel häufiger und mächtiger als im Norden. Sie sind besonders geeignet die Schichtanordnung erkennen zu lassen. Über der Griffalphütte (Kramer Ochsenhütte) treten zwei Kalklager, steilgestellt, unter den Tarnthaler Köpfen hervor. Sie sind reich an Eisenspath und eingesprengtem Fahlerz, früher wurden sie auf Kupfer ausgebeutet, das besonders als Kupferkies und Fahlerz auf einem flachfallenden Schwerspathgang vorkam. Auf dem Kreuzjoch fallen die Schiefer bereits mit 45° nach Norden und schliessen ein 4—5 m starkes Quarzitlager ein. Dann kommen auch wieder steilere Stellungen bis zu 75° vor, aber im Durchschnitt bleibt es 55—60°.

Südlich vom Tuxer Joch stellen sich einige mächtige Kalklager

ein, die dickbankig abgesondert sind, oftmals aber auch in reinen Dolomit übergehen. An der Schöberspitz erreicht ein solches Lager sogar eine Mächtigkeit von über 150 m (Fig. 57) und, wo sich die Brenner Schiefer unmittelbar und discordant auf die archäischen Schiefer des Fusssteines auflegen im Hintergrund des Wildlahner Thales (Fig. 58), da bestehen sie

Schöberspitz.

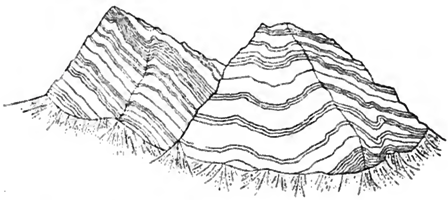
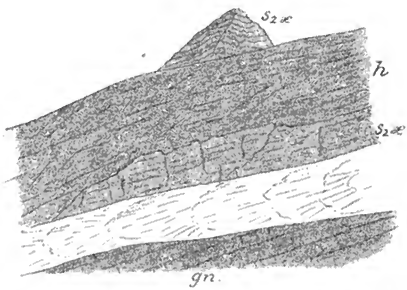


Fig. 57. Die Dolomitkegel der Schöberspitz von Osten gesehen.

Schöberspitz.



gn Gneiss. *s_2x* Kalklager im Brenner Schiefer. *h* Carbonische Grauwacke.

Fig. 58. Südansicht der Schöberspitz, im Vordergrund der Wildlahner Gletscher.

aus einem etwa 100 m starken derartigen Kalklager. Petrographisch ist es in vielen Fällen nicht möglich, diese Kalksteine, besonders wenn sie dolomitisch werden, von denjenigen der Trias, wie sie in den centralen Alpen entwickelt sind, zu unterscheiden, und ich kann deshalb einer Altersbestimmung, die sich nur auf petrographische Merkmale stützt, keinen entscheidenden Werth beilegen. Die Versteinerungen lassen uns

allerdings ebenfalls im Stiche, da sie sowohl in den triasischen Dolomiten der Tarnthaler Köpfe als in denen der Brenner Schiefer fehlen. Die Discordanz zwischen Trias und den Brenner Schiefern, sowie das Vorkommen einer klastischen Zwischenlage müssen einstweilen den mangelnden palaeontologischen Beweis ersetzen. Wo diese beiden fehlen, ist vortriasisches Alter am wahrscheinlichsten.

In diese palaeozoischen Kalke, Dolomite und Kalkschiefer schalten sich 300 bis 400 m breite Linsen von Grauwacke ein, von denen sich die zwei nördlichen, am Tuxer Joch gelegenen, nach unten im Kalkschiefer auskeilen, während die südliche bis unter den Thalboden des Kaserbaches herabgeht. Die Schieferung geht gleichmässig durch diese und die Brenner Schiefer hindurch, so dass man sie leicht für concordante Einlagerungen nehmen könnte. Aber die muldenförmige Gestalt der zwei nördlichen Linsen spricht eher für Einfaltung jüngerer Schichten in ältere, und die Ähnlichkeit der Grauwacken und der sie begleitenden Schiefer mit dem Carbon des Steinacher Joches hat mich bewogen, auch diese für Carbon anzusprechen. Freilich ist die petrographische Ähnlichkeit trügerisch, wie ich das bereits früher auseinander gesetzt habe, aber hier kommt die grosse Nähe des Carbones in Betracht und der weitere Umstand, dass eine so ausgeprägt klastische und kalkfreie Ablagerung sich nicht leicht in einem Meere hätte bilden können, das fast ausschliesslich Kalksedimente absetzte. Auch das Vorkommen des Diorites auf der Höhe des Tuxer Joches spricht eher für carbonisches Alter. Die Grauwacke führt viel klastischen Quarz und Feldspath; wo letzterer aus grösseren Individuen besteht, nimmt das Gestein den Habitus von Augengneiss an und kann von Ungeübten für echten Gneiss genommen werden. Doch hat schon Pichler (l. c. 1859. S. 193) vor über 30 Jahren auf den Unterschied aufmerksam gemacht und angenommen, dass dies Gestein durch Metamorphismus aus Thonglimmerschiefer entstanden sei. Dies ist nun zwar nicht ganz so, aber immerhin ist es derselbe Metamorphismus gewesen, welcher die Brenner Schiefer und die Trias der Tarnthaler Köpfe betroffen, der hier gewöhnliche conglomeratartige Grauwacke in ein gneissähnliches Gestein umgewandelt hat.

Wenn unsere Altersbestimmung der Gesteine des Tuxer Joches richtig ist, dann haben wir es hier mit drei eng zusammengepressten isoklinalen und nach Norden überkippten Mulden zu thun.

Die Druckschieferung erschwert hier überall die Erkennung des Schichtenbaues und zwar nicht nur im Grossen, sondern auch im Kleinen, wie das abgebildete Handstück zeigt, welches auf einer Seite (Fig. 61)

das Bild einer regelmässig aufeinanderliegenden, einfachen Schichtenreihe gewährt, auf einer anderen Seite (Fig. 60) aber erkennen lässt, dass diese Reihe aus der dreifachen Wiederholung eines wenig mächtigen Schichtensystemes besteht, wobei die Parallel-Schieferung ungestört durch die Faltenumbiegungen hindurchsetzt. Aber wo die Brenner Schiefer aus festen körnigen Kalklagen bestehen, was verhältnissmässig häufig der Fall ist, da tritt der Gegensatz zwischen Schieferung und Schichtung sehr deutlich hervor. In den körnig festen Lagen geht die Schieferung gewöhnlich in eine enge Klüftung über, wie bei dem Quarzphyllit. (Fig. 59 u. 62.)

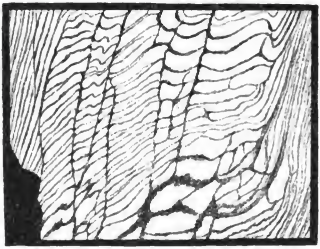


Fig. 59. Brenner Schiefer, mit körnigen Kalklagen wechsellagernd, bildet eine stehende Mulde. Rechts und links läuft die Schieferung mit den Muldenschenkeln parallel. In der Mitte kreuzt sie die Schichten rechtwinkelig und erzeugt eine dem entsprechende Klüftung, auf der sich glimmerige Substanz angesiedelt hat. 1/3 nat. Grösse.

Besondere Beachtung verdienen auch die Gangbildungen, welche in diesen Gesteinen eine ganz hervorragende Rolle spielen. Es sind meist Quarzgänge und Trümer, denen Eisenspath, Dolomit und Kalkspath in mehr oder minder grossen Mengen beigesellt sind. Auf ihnen kommen auch Erze, wie Schwefelkies, Kupferkies, Fahlerz,

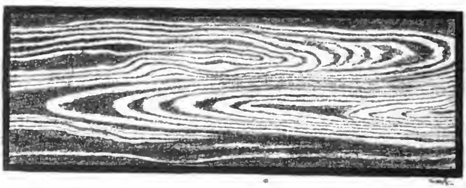


Fig. 60. Brenner Schiefer in enge Falten gelegt. 1/3 nat. Grösse.

Arsenkies und allerhand andere Mineralien vor, die den Mineralsammlern oft reiche Ausbeute gewähren. Nicht selten erkennt man eine gewisse Gesetzmässigkeit zwischen der Anordnung dieser Gänge und der Schieferung des Gesteines: die einen verlaufen annähernd parallel der Schieferungsflächen, die anderen durchsetzen sie rechtwinkelig. Oft ist die Gang-

masse im Verhältniss zur ganzen Gesteinsmasse sehr beträchtlich und weist auf bedeutende chemische Umsätze hin, die in dem Nebengestein stattgefunden haben müssen. Damit in vollem Einklang steht die stark metamorphe krystallinische Beschaffenheit des Schiefers selbst. Dass diese chemischen Umsetzungen aber auch auf andere eingefaltete Gesteine einen grossen Einfluss ausgeübt haben müssen, ist von vornherein anzunehmen und wird durch die bereits erwähnte metamorphe Beschaffenheit der Trias der Tarnthaler Köpfe vollauf bestätigt.

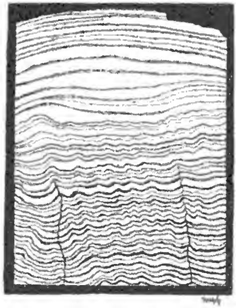


Fig. 61. Das gleiche Stück, von der Seite rechts gesehen, lässt die dreifache Wiederholung der Schichten nicht ahnen.

Im Hintergrund des Wildlahner liegt der Brenner Schiefer auf dem Gneiss, der N. 45° O. streicht und 45° nach NW. einfällt. Eine Discordanz ist hier nicht festzustellen, weil der Kalk ungefähr gleiche Lagerung besitzt. Sie tritt erst hervor, wenn man der Grenze nach SW. folgt. Am Hoch-Ploder zwischen der Tscheich- und Ploder-Alp stellt sich über dem Gneiss noch eine Serie von Amphiboliten, Quarziten und gneissartigen Glimmerschiefern ein, auf denen erst die Brenner Schiefer liegen. Noch weiter nach Westen werden diese Glimmerschiefer mächtiger, auf der Nordseite des Kraxenträgers stellen sich bereits die granatführenden Glimmerschiefer ein und so wird die Decke von Glimmerschiefer über dem Gneiss gegen den Wolfendorn und die Flatschspitze hin immer stärker. Hier dreht sich das nordöstliche in ein nordsüdliches und am Schlüssljoch sogar in ein nordwestliches Streichen um, und zieht dann wieder auf der Südseite des Gneisses am nördlichen Pfitschgehänge in ostnordöstlicher Richtung nach dem Pfitscher Joch herauf; dabei stehen die Schichten jetzt schon ganz steil und sind in der Tiefe des Thales sogar übergekippt, am Joch nur ganz wenig, bei Kematten nach den Angaben von Pichler und Teller bedeu-

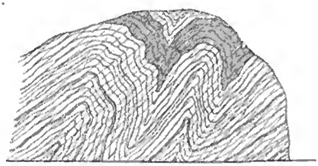


Fig. 62. Brenner Schiefer über dem Tunnel von St. Jodok anstehend, in der feinerdigen Masse mit transversaler Schieferung, in der körnigen mit transversaler Klüftung.

tender (bis 60° nach Nord fallend). Hüllenartig umgibt also der Glimmerschiefer den Gneiss, nur ist diese Hülle im Wildlahner und am Wandkopf verschwunden. Der Brenner Schiefer liegt deshalb dort unmittelbar auf dem entblössten Gneiss, nach Westen aber liegt er auf dem Glimmerschiefer und zieht sich wie dieser bogenförmig um den Wolfendorn herum nach dem Schlüssljoch, setzt dort die Steilwände des Zirag und die Kegel des Hühnerspiels zusammen und verflacht sich gegen den Saun und Sterzing hin. Er trägt zu oberst auf der Weissspitz noch eine kleine Kappe von weissem Marmor und Dolomit, den ich nicht zur Trias stellen kann, weil er ganz gleichmässig auf dem Schiefer liegt und ihn keine Anzeigen eines klastischen Grenzgesteines von demselben trennen. GÜMBEL hat denselben analysirt und, bei einem unlöslichen Rest von 3,2 %, 75,3 Kalk- und 22,77 Magnesiumcarbonat gefunden und vermuthet seine Zugehörigkeit zur Trias. Er ist etwa 20 m mächtig und nach meiner Untersuchung ein Marmor von wechselndem Magnesiagehalt, wie das auch bei den ähnlichen Gesteinen im Schmirnthal vorkommt. Hier beginnen also bereits Schwierigkeiten für die Altersbestimmung, die sich im Westen des Brenners noch erheblich vermehren. Wenn FRECH[1] sich dabei auf den mangelnden Magnesiagehalt der älteren Marmore stützen zu können glaubt, so fürchte ich, dass er sich einem trügerischen Kennzeichen anvertraut hat.

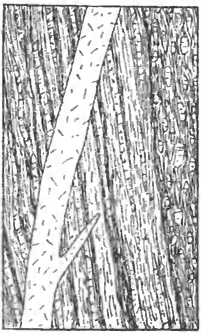


Fig. 63. Granitgang im Gneiss der Tscheichalp. (1/5 nat. Gr.)

Innerhalb des Glimmerschiefermantels liegt ein gewaltiger Gneisskern, der vom Olperer an sich in südwestlicher Richtung bis zur Flatschspitze erstreckt. Die Breite seines Ausstriches verringert sich dabei von 8 auf 0 km. Es ist ein sehr regelmässig gebautes Gneissgewölbe, dessen Längsaxe sich nach SW. stetig senkt und so unter die Schieferhülle untertaucht. Dem entsprechend liegen die Gneissbänke im Gebiet der centralen Gipfel des Olperers, Fusssteines und Schrammachers annähernd horizontal, am Kluppen haben sie aber schon eine deutliche sehr schwache Neigung nach SW. Im Norden dieses Gebietes fällt der Gneiss ganz regelmässig

[1] Die Tribulaun-Gruppe am Brenner. In Festschrift: RICHTHOFEN. Berlin 1893. S. 83.

nach NW. ein und zwar um so steiler, je weiter er von der Sattelaxe sich entfernt. Das gleiche beobachtet man auf der Südseite, wo schon in geringer Entfernung die Neigung in vertikale Stellung übergeht und sich endlich sogar überneigt zu einem steilen nördlichen Einfallen. Die von Wald nur wenig bedeckten Felsenberge lassen diese tektonischen Verhältnisse schon von ferne überall erkennen. Pichler hat bereits 1859 die regelmässige Umhüllung dieses Gneisses erkannt, wenn schon ihm die Überdeckung desselben durch seinen Thonglimmerschiefer entgangen zu sein scheint. Er sprach sich entschieden gegen die eruptive Natur des Gneisses aus und ebenso bestritt er das Vorhandensein einer von diesem Gneiss ausgehenden Contactmetamorphose der Schieferhülle. Ich kann diese Angaben nur bestätigen. Ganz regelmässig und gleichförmig lagert sich überall, wo er noch vorhanden ist, der Glimmerschiefer mit seinen wechselnden Gesteinslagen über den Gneiss, nirgends entsendet dieser stock- oder gangförmige Massen in die Schieferhülle. Diese Beobachtungen lassen sich um so leichter machen, als gerade hier im Gewölbekern eine transversale Schieferung nicht entwickelt ist, also Verwechselungen derselben mit der wahren Schichtung nicht eintreten können. Je tiefer man in den Gneiss eindringt, um so mehr tritt überhaupt die Schieferung und Schichtung zurück. Die mit grossen Feldspathkrystallen porphyrartig gespickten Gneisse nehmen einen granitartigen Habitus an. Echter Granit setzt darin gangförmig auf. (Fig. 63.) Beim Aufstieg zur Tscheichalp von Vals aus hat man am Weg Gelegenheit, dies zu beobachten. Einen grösseren Stock von Granit trifft man südlich von den Hütten unterhalb des vom Kluppen sich herabziehenden kleinen Gletschers.

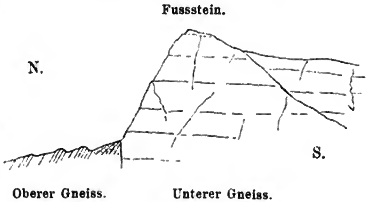


Fig. 64.

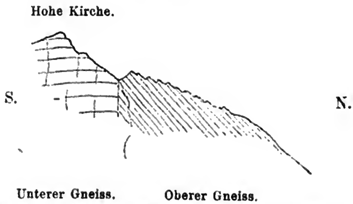


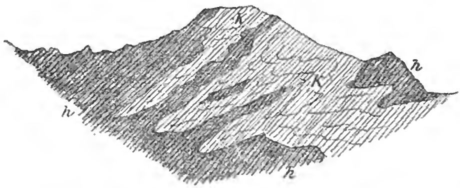
Fig. 65. Längsverwerfung im Gneiss-Sattel der Hintertuxer Kette.

Durch diesen Gneisssattel streicht in nordöstlicher Richtung eine

grössere Verwerfung. Man bemerkt sie an der Hohen Kirche (Fig. 65), von wo sie über den Alpeiner Bach setzt und am Nordfusse des mit steilen hohen Wänden endenden Fusssteines (Fig. 64) weiterläuft. Südlich der Verwerfung liegt horizontal der tiefste Gneiss in den First des Gewölbes emporgehoben. Nördlich grenzen die jüngeren schieferigen Gneisse mit entschiedenem nordwestlichem Einfallen an, sie gehören zum Nordflügel des Sattels, der auf der saigeren Verwerfung in die Tiefe gesunken ist.

7. Die Zillerthaler Alpen.

Im Gebiete unseres Querschnittes hat dieser Gebirgszug die Grossartigkeit, welche ihn im Hintergrund des Zillerthales auszeichnet, bereits verloren. Aber der geologische Bau unterscheidet ihn nichtsdestoweniger in ganz hervorragender Weise von den Tuxer Alpen. Von Schichtgesteinen betheiligen sich, soweit sie von unserem Schnitte ge-



k Kalkglimmerschiefer, *h* Hornblendeschiefer, mit transversaler Schieferung.
Fig. 66. Zwölfer Spitz (Felbespitz der Karte).

troffen werden, nur Glimmerschiefer an dieser Kette. Es sind aber Schiefer von wesentlich anderer Beschaffenheit als die Glimmerschiefer der Tuxer Alpen. Vor allem fällt der Reichthum an Kalk auf, weshalb ich den Namen Kalkglimmerschiefer für sie wähle. Das Gestein hat keine grosse Festigkeit, zerfällt leicht durch die Verwitterung in Schutt und bildet nur über der Waldregion zackige Felsformen, aber von sehr unzuverlässiger Beschaffenheit. Damit wechsellagert ein meist sehr epidotreicher feinkrystallinischer Hornblendeschiefer, der sich durch seine grüne Farbe schon von weitem verräth. Echter Glimmerschiefer vom Tuxer Typus kommt nur am Gais-See und an der Rollwand im Meranser Thal vor. Er bildet dort anscheinend einen schmalen, hohen, nach Süden überhängenden Sattel, der unter dem Kalkglimmerschiefer hervorstösst. Es ist das für mich der einzige Anhaltspunkt, um die Kalkglimmerschiefer als jüngeres Glied der Glimmerschieferformation aufzu-

fassen. Doch wird man die Möglichkeit ebenfalls im Auge behalten müssen, dass es gleichalterige Bildungen, aber verschiedener Facies seien. Im Norden grenzen diese Schiefer zwar direkt an die Tuxer Alpen an, aber der Contact fällt zum Theil in das mit Alluvionen und Schuttkegeln erfüllte Pfitscher Thal; wo er, wie am Wisner Kofl und bei Sterzing, nicht verhüllt ist, wird er von einer steilgestellten Bruchfläche gebildet,

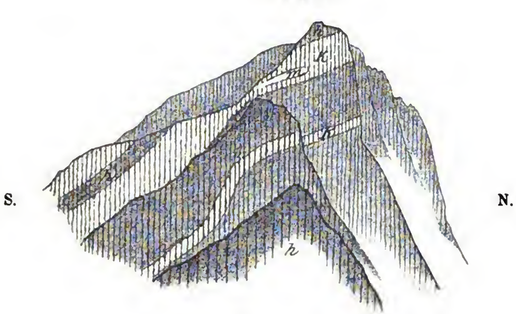
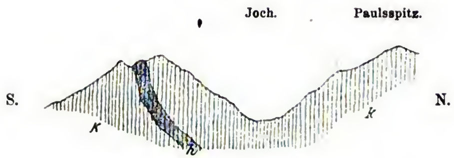


Fig. 67.



h Hornblendeschiefer. *k* Kalkglimmerschiefer. *m* Weisser Marmor.

Fig. 68. Transversale Schieferung in Glimmer- und Hornblendeschiefern.

so dass eine normale Anlagerung hier nirgends bemerkt wird. Weiter nach Osten, über das Pfitscher Joch hinaus, habe ich ihn nicht verfolgt.

Der Glimmerschiefer dieses Gebietes ist durch eine sehr stark entwickelte transversale Schieferung gegenüber demjenigen der Tuxer Alpen ausgezeichnet. Die Schieferung steht fast durchweg vertikal und neigt sich nur im Süden nahe dem Granitstock nach Norden. Es ist also eine halbe Fächerstellung. Die Schichtlage ist aber davon ganz unabhängig. Im Süden und Norden steil aufgerichtet und vielfach hin

und her gebogen, verflacht sie in der Mitte ganz erheblich und ist nicht selten ganz horizontal, trotz der saigeren Schieferung. Eine continuirliche Verfolgung einzelner Schichten ist nicht möglich, würde wenigstens einen grossen Zeitaufwand erheischen; aber im grossen Ganzen ist die muldenförmige Anordnung, die im Süden in einen überkippten Sattel übergeht, unverkennbar.

Blöcke von Serpentin liegen im Gebirge nicht selten zerstreut umher, ich fand solche oberhalb Dann neben dem Weitenberg-Bach und in 1600—1700 m Meereshöhe zwischen Pfunders und der Paulsscharte. Es sind wohl Reste von Serpentingängen, die in der Nähe anstehen oder anstanden, die ich aber nicht auffinden konnte. Beim Aufstieg von Sterzing nach den Saxenhöfen schauen die Köpfe eines solchen Ganges aus dem Boden hervor. Anderwärts sind sie häufig in diesem Gebiete beobachtet worden.

Im Süden tritt neben dem Glimmerschiefer ein mächtiger Granitstock auf, der vom Gitsch sich bis zum Rienzfluss herabzieht und auch die jenseitigen Thalgehänge eine kurze Strecke weit aufbaut. Im Meranser Thal ist der Contact desselben mit dem nordwärts einfallenden Schiefer an den beiden Thalgehängen sichtbar. Es ist eine, wie es scheint, ganz ebene, aber mit etwa 70° nach Norden einfallende Grenzfläche. Apophysen und Wirkungen einer Contactmetamorphose gehen von ihr nicht aus, und ich halte es deshalb für wahrscheinlich, dass es eine Verwerfungsspalte sei. Denn an der eruptiven Natur dieses Granites kann nicht gezweifelt werden. Man nennt ihn gewöhnlich „Brixener Granitmasse“, obwohl er bei Brixen selbst nicht vorkommt. Löwl[1] hat ihn neuerdings als Iffinger Granit bezeichnet. Pichler[2] hat ihn vor 22 Jahren nach seiner Gesteinsbeschaffenheit beschrieben. Danach sind seine Hauptbestandtheile Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Biotit. Es ist also ein Granitit. Doch kommen stellenweise auch Turmalin, Granat, Chlorit und Kupferkies darin vor. Ein Stück von Meransen ergab mir als Bestandtheile: 1. Feldspath, vorherrschend, und zwar zumeist Orthoklas, doch auch viel Plagioklas, darunter Mikroklin; als Einschlüsse im Feldspath: Feldspath, Biotit, Muscovit, Apatit und Zirkon. 2. Biotit in wohl ausgebildeten Krystallen, häufig in Chlorit umgewandelt, schliesst Apatitnadeln und kleine Zirkonkörner ein. 3. Quarz ist stets allotriomorph und von kleinen Flüssigkeitseinschlüssen mit tanzender Libelle erfüllt. Er schliesst auch Feldspath

[1] Petermann's Mitth. Bd. 39. 1893. S. 1 u. 112.

[2] N. Jahrb. f. Min. etc. 1871. S. 256.

und Biotit ein. Die drei Hauptbestandtheile sind nach ihrer Häufigkeit aufgezählt, nach ihrem Alter würde die Reihenfolge sein: Biotit, Feldspath, Quarz.

Innerhalb der Schnittlinie unseres Profiles ist das Gestein sehr gleichförmig entwickelt. Anderwärts kommen Varietäten vor, die PICHLER beschrieben hat. Auch Gänge von Hornblendeporphyrit werden angegeben, sowie Apophysen, die der Granit in den Schiefer entsendet, und Contactmetamorphosen bei Mauls. Das jüngere Alter des Granites gegenüber dem nördlichen Glimmerschiefer ist dadurch festgestellt. Er muss auch jünger sein als die Trias bei Mauls und hat also wahrscheinlich gleiches Alter wie der granitische Stock des Adamello.

Über das Alter des gyroporellenführenden Kalkes von Mauls, den TELLER noch weiter gegen Meran und Lienz nachgewiesen hat, lässt sich etwas Genaueres kaum behaupten, als dass es höchst wahrscheinlich Triasgesteine sind. Ich habe diese Lager zwar selbst nicht besucht, verdanke aber der Liebenswürdigkeit des Herrn TELLER Einsicht in sein gesammeltes Material. Die Gyroporellen lassen sich nicht isoliren, so dass eine specifische Bestimmung derselben ausgeschlossen ist. Ihre Häufigkeit in der alpinen Trias im Verein mit dem Gesteinscharakter sprechen indessen sehr für ihr triasisches Alter, obwohl auch schon im Perm diese Gattung in den Alpen auftritt und anderwärts wahrscheinlich bis ins Silur herabgeht. Besonders wichtig erscheint der Umstand, dass, obwohl diese Kalke und Dolomite, wie TELLER[1] gezeigt hat, zu isoklinen Mulden in die älteren Schiefer eingefaltet sind, so dass sie wie concordante, einfache Einlagerungen erscheinen, sie doch an vielen Stellen noch vom Schiefer durch eine klastische Gesteinsschicht (sandiger bis conglomeratartiger, also verrucanoartiger Schiefer) getrennt sind, ähnlich wie das auch für die Triasdolomite und Kalke der Tuxer Alpen gilt. Diese Triasmulden sind aber nicht nur eng zusammengepresst, sondern auch überkippt und zwar meist nach Süden. Merkwürdigerweise sind diese Einfaltungen jedoch da, wo unser Querschnitt hindurch geht, nicht vorhanden. Wahrscheinlich ist dieses Gebiet stärker gehoben, so dass die Trias durch Erosion ganz abgetragen wurde, oder wenn diese Hebung vielleicht älter, diese Stelle überhaupt nie vom Triasmeer bedeckt worden ist. Immerhin zeigt auch hier der Glimmerschiefer eine gleiche tektonische Anordnung zu engen, steilen und nach Süden überkippten Mulden und Sätteln.

---

[1] Verh. geol. R.-A. 1883. S. 193.

Offenbar ist die starke Zusammenfaltung der Schiefer, mit der auch die so ausgeprägte transversale Schieferung in genetischem Zusammenhang stehen muss, wenigstens in der Hauptsache älter als der Granitstock von Brixen und z. Th. auch jünger als die Triaskalke. Die erste Anlage derselben wird ja gewiss, wie in den Tuxer und den Südtiroler Alpen, schon in die vortriasische Zeit fallen, aber der Umstand, dass die transversale Schieferung gerade hier viel stärker zum Ausdruck gekommen ist als im Norden und Süden, lässt der Vermuthung Raum, dass die Zillerthaler Alpen noch einer besonderen Zusammenpressung ausgesetzt gewesen sind, welche lange vor die alpine Aufrichtung fiel. Leider ist das Alter des Granitstockes nicht genauer fest zu stellen, aber es liegt nahe, ihn mit den granitischen Stöcken des Fassathales in Beziehung zu bringen, die in die obere Trias, etwa in die karnische Periode fallen, da in den folgenden Perioden Anzeichen bedeutender Eruptionen gänzlich fehlen bis zum Beginn des Tertiärs.

In diesem Falle müsste man annehmen, dass bereits in der karnischen Zeit die älteren triasischen Sedimente im Gebiete der Zillerthaler Alpen gefaltet und trocken gelegt worden sind, während südlich davon bis zur Tertiärzeit die Reihe der Ablagerungen auf dem Meeresboden fast ganz ungestört zu Stande kam. Umgekehrt tauchte im Norden das Festland der Tuxer Alpen wieder unter das Meer unter und erfolgte die Ablagerung der rhätischen Sedimente daselbst. Mit dem Empordringen des Granites ist also wahrscheinlich eine Verschiebung des Festlandes von Norden nach Süden eingetreten, der aber bald hernach eine Wiedergewinnung des untergesunkenen Landes, mit Anschluss an das Neuland, folgte. Wir stehen damit am Beginn jener Zeit, die eine fortwährende langsame Vergrösserung des centralalpinen Festlandes auf Kosten der Meere mit sich brachte und noch vor der eigentlichen alpinen Gebirgsbildung in dieser Gegend zu dem fast gänzlichen Ausschlusse des neogenen Meeres aus dem Alpengebiet geführt hat.

Die Zillerthaler Alpen sind also jedenfalls nach Bau und Entstehung von den Tuxer Alpen recht verschieden, und es ist wohl nur das Vorherrschen archäischer Gesteine in beiden, welche es veranlasst hat, dass man sie so häufig unter einem Namen vereinigt. Die Trennung ist auch hier wieder, ähnlich wie im Inn- und Isarthal, durch eine Verwerfungsspalte bewirkt, in der das Innerpfitscher Thal verläuft. An seinem Ausgang verlässt dieses Thal jedoch die Spalte und hat sich südlich davon eine engere Furche eingearbeitet. Die Folge davon ist, dass die Verwerfungsspalte ins nördliche Thalgehänge, zwischen

Afens und Sterzing einschneidet und so unserer Beobachtung zugänglich gemacht worden ist. Die vertikal geschieferten Hornblendeschiefer bilden nur eine vorgelagerte Wand des Saun, der selbst aus den Brenner Schiefern aufgebaut wird, die nach Norden flach von dem Hornblendeschiefer wegfallen.

Auffallend ist der Bogen, den das Pfitschthal zwischen Kematten und Afens macht, wo es aus seiner Ostwest-Richtung in eine solche von NO. nach SW. übergeht und erst bei Afens wieder seinen alten Lauf nimmt. Genau dieselbe Erscheinung bietet sich auf der Südseite der Zillerthaler Alpen resp. des Brixener Granitstockes dar. Hier verläuft die Grenze in dem breiten Pusterthal genau von Ost nach West und biegt sich bei Unter-Vintl nach SW. bis zur Einmündung in das Eisackthal um. Auch hierbei schneidet sich die Rienz in den Granitstock ein enges Bett ein, und die Grenze gegen den südlichen Glimmerschiefer streicht am südlichen Gehänge aus.

Es sind das die ersten Anfänge jener allgemeinen Umbiegung, welche die südlichen Ostalpen nach Westen zu erfahren und die die centralen Alpen längs der sog. Judicarien-Linie nach Südwesten ablenken.

8. Die Südtiroler Alpen.

Die südlichen Kalkalpen zeichnen sich da, wo unser Querschnitt durch sie hindurch geht, durch ihre bedeutende Breite, welche derjenigen der nördlichen und centralen Alpen gleichkommt, aus. Sowohl im Osten als auch im Westen verschmälern sie sich zwar, bleiben aber doch immer breiter als die nördlichen Kalkalpen. Erst jenseits der Judicarien-Linie ist es, dass sie sich verschmälern, und in der Lombardei keilen sie sich allmählich ganz aus. In dieser verschiedenartigen Entwickelung der südlichen Kalkzone liegt ein tiefgehender Unterschied zwischen den Ost- und West-Alpen, der auch landschaftlich so klar zum Ausdruck gekommen ist.

In unserem Gebiete zerfällt diese Zone sehr deutlich in zwei Theile, welche durch die breite Val Sugana von einander geschieden werden. Zufällig fällt diese Trennung in die südtiroler und die vicentinischen Alpen mit politischen Landesgrenzen zusammen.

Die südtiroler Alpen haben einen verhältnissmässig einfachen Bau. Sie stellen eine weite flache Mulde dar, deren äusserste Ränder im Norden im Pusterthal, im Süden in der Val Sugana ausstreichen, so dass dort die ältesten Gesteine (Phyllit und Glimmerschiefer) zu Tage gehen, während die jüngeren Glieder der Trias erst im Inneren der

Mulde auftreten. Dieser einfache Muldenbau ist nach zwei Richtungen complicirt. Erstens ist der Muldenboden wellig zu zwei kleineren Mulden (Mulde von Seiss und von Predazzo) gebogen, indem in seiner Mitte ein flacher Sattel aufsteigt und zweitens ist er von mehreren (4) Längsspalten in grössere Schollen zerschnitten, die in vertikaler Richtung verschoben worden sind.

Von Mühlbach ausgehend, treffen wir die Basisgesteine dieser Mulde südlich an den Brixener Granitstock angrenzend in Form von Glimmerschiefern anstehend, die zunächst eine ganz vertikale Schieferung zeigen. Doch legt sich dieselbe gegen Süden hin unter abnehmenden Winkeln immer mehr um und fällt südlich. Es entsteht so das Bild eines halben umgekehrten Fächers. Das Streichen ist wechselnd ein ostwestliches bis nordwestliches und ebenso treten auch kleine Unregelmässigkeiten in der Neigungsabnahme nach Süden ein. Ihr Minimum ist 20°. Diese Schieferung fällt häufig mit der Schichtung nicht zusammen. Wo letztere aus quarzreichen, körnigen Lagen besteht, welche stark gefältelt und gebogen sind, verschwindet die Schieferung, ähnlich wie bei den Quarzphylliten und Brenner Kalkschiefern, fast ganz und wird durch eine enge, annähernd parallele Klüftung ersetzt. Die Gesteinslagen zeigen oft eine sehr verschiedene Zusammensetzung, je nach dem Vorherrschen des Glimmers oder des Quarzes und dem Fehlen oder Vorhandensein des Granates. Auch Farbenunterschiede der einzelnen Lagen machen oft schon von weitem die wahre Schichtung bemerkbar, die von der Schieferung gerne verdeckt wird. In den Steinbrüchen von Kostland und Milland bei Brixen kann man diese Verhältnisse leicht studiren, noch bequemer an den grossen Steinen, die zur Mauerung längs Rienz und Eisack verwendet worden sind. Dieser Glimmerschiefer dehnt sich als Unterlage des permischen Quarzporphyres noch weit nach Süden aus und tritt im unteren Grödner Thal in seiner typischen Entwickelung unter dem Porphyr hervor. Im Afers- und Villnösser Thal sind demselben, wie es scheint auf Bruchflächen, zwei grössere Schollen von schwarzem Thonschiefer und graphitischem Kieselschiefer eingesenkt. Auf den geologischen Karten hat man dieselben, obwohl ihr Vorkommen schon längst bekannt ist, nicht von dem Glimmerschiefer abgetrennt. Sie gehen, wie dieser selbst, unter dem Namen „krystallinischer Schiefer“ auf der Karte von Mojsisovics, der sie nur im Text (S. 118) als Graphitkieselschiefer und Quarzphyllit unterscheidet. Suess [1]

[1] Über die Aequivalente des Rothliegenden in den Süd-Alpen. Sitz. Akad. Wiss. Wien. Bd. 57. S. 230 u. 763.

hatte sie alle 1868 zu seinen Thonglimmerschiefern gestellt, die er mit den Casannaschiefern ins Perm versetzte. Obwohl Versteinerungen bisher darin noch nicht aufzufinden waren, so müssen sie nach Art des Vorkommens und ihres Gesteinstypus doch entschieden von dem Glimmerschiefer abgetrennt und in das Palaeozoikum versetzt werden. Sie nehmen übrigens regelmässig mit ihrer Schieferung an der verkehrten Fächerstellung Antheil, was beweist, dass sie schon vor Ablagerung des Permes in den Glimmerschiefer eingebrochen oder eingefaltet worden waren. Denn die Schieferung war schon vorhanden, als das Permmeer sich über diese Gegend ausbreitete. Es geht dies sowohl daraus hervor, dass echte Glimmerschiefer als Gerölle im Perm vorkommen, als auch dass die Schieferung an der Basis des Permes stets aufhört, nie auch nur im geringsten in dasselbe hinein fortsetzt.

Den Brixener Granit hat seiner Zeit Suess für ein Lager genommen, das concordant unter seinem permischen Thonglimmerschiefer ausgebreitet sei und dessen südliches Ende in der Val Sugana in den Granitmassen der Cima d'Asta wieder zum Vorschein käme. Er sah deshalb in ihm ein Gewölbe und nahm an, dass die Brixener Glimmerschiefer ehemals sattelförmig über den Granit hinweg mit demjenigen der Zillerthaler Alpen zusammengehangen hätten. Später, als durch die Untersuchungen zahlreicher Forscher die stockförmige Natur dieses Granites erkannt worden war, gab er seine frühere Annahme auf, aber es ist der Mühe werth, sich an die dadurch bedingte Veränderung der tektonischen Auffassung zu erinnern. Früher fiel das Rienzthal in den First eines granitischen Gewölbes, jetzt liegt es auf einer uralten Festlandgrenze, auf der in jungtriasischer Zeit ein Granit sich stockförmig emporarbeitete. Die gefalteten Schichten des Zillerthaler Festlandes grenzten damals an die noch vom Meer bedeckten und ganz oder beinahe ganz horizontal gelagerten alttriasischen und permischen Schichten an, unter denen nur die ältere Unterlage ebenfalls schon gefaltet war. Die heutige hohe Lage, in ungefähr gleichem Niveau mit jenem Festland, kann diese Unterlage also erst später erlangt haben, und ebenso kann der Contact mit dem Granit, wie er bei Mühlthal erschlossen ist, erst durch Hebungen auf Spalten eingetreten sein. Daraus erklärt sich auch, dass Apophysen des Granites hier auf seiner Südseite bis jetzt nicht beobachtet werden konnten.

Die ersten permischen Ablagerungen trifft unser Profil auf der Höhe zwischen dem Afers- und Villnösser Thal. Es ist der Quarzporphyr und die ihn begleitenden Tuffe, bei Villnöss selbst legt sich noch etwas rother



Fig. 69. Ansicht der Rosszähne und der Seisser Alp vom Nordfuss des Plattkofls aus.

Grödner Sandstein darüber. Alles fällt nach Süden gegen die aus älterem Schiefer bestehende Bergwand ein und endet dort an einer Verwerfungsspalte. Zum zweiten Mal erscheinen dieselben Gesteine auf der Höhe des Raschötz und senken sich ebenso nach Süden ins Grödner Thal. Verlängert man das Porphyrlager von hier bis zur Villnösser Verwerfungslinie, so erhält man eine Sprunghöhe von etwa 3000 m. In der Tiefe des Grödner Thales folgen die jüngeren Glieder alle normal über dem Phorphyr bis herauf zu den Wengener Schichten. Ich brauche die schon so oft beschriebenen Aufschlüsse der Pufelser Schlucht hier nicht nochmals zu schildern. Von tektonischer Bedeutung ist die Längsverwerfung, welche die Schlucht in ungefähr halber Höhe durchschneidet und eine theilweise Wiederholung der Schichtenreihe bewirkt. Mojsisovics hat sie richtig beschrieben, aber ihre Eintragung in der Karte ist stellenweise verfehlt.

Dass die Seisser Alp orographisch und tektonisch eine Mulde ist, dieser Gedanke drängt sich jedem Besucher wie von selbst auf. Gleichwohl liegen die Verhältnisse doch nicht so einfach, wie es erscheinen mag.

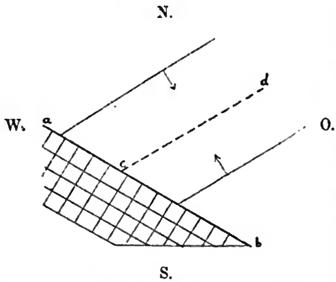
Der Durchschnitt (1 : 60000), den Mojsisovics (S. 163) davon gibt, stellt den Muldenbau nicht ganz richtig dar. Zunächst ist der Puflatsch um 300 m zu niedrig gezeichnet und die untere Dolomitgrenze am Duftboden um 200 m zu tief herabgerückt. Sodann ist die Auflagerung der Augitporphyrlaven und Wengener Schichten über dem schiefgeböschten Dolomit zwischen Fretschbach und Burgstall eine Vermuthung, der die von mir beobachteten Thatsachen direkt widersprechen. Denn hier gerade ist die Stelle, wo in einer Meereshöhe von ungefähr 1700 m in den 25 m mächtigen sog. Wengener Schichten, die auf dem Augitporphyr liegen, jene bereits früher erwähnte Cassianer Fauna vorkommt. (Seite 40 und Fig. 6 auf S. 46.) Es sind also keine Wengener, sondern echte Cassianer Schichten und sie legen sich nicht auf den Dolomit, sondern werden ganz unzweifelhaft von ihm überlagert.

Die tektonische Mulde der Seisser Alp wird im Norden durch den Puflatsch und Pitzberg, im Süden durch die Rosszähne, die Montesora-Alp und den Sorafrena-Wald begrenzt. Von Norden her senken sich die Schichten langsam nach SSO., von Süden her nach NNW.; die Muldenaxe streicht also etwa von Christina nach dem Frommbach, von WSW. nach ONO.

Kleine Ungenauigkeiten auf der geologischen Karte lassen die Mulde nicht sogleich erkennen. Die Sennhütten auf der Nordseite des Frommbaches in 1650 m Höhe liegen nicht auf Werfener, sondern auf Buchensteiner Schichten und Melaphyr. Der Muschelkalk streicht erst an den Felswänden darunter aus. Es macht dies für die Tiefe der Mulde einen Unterschied von 100 m aus. Am Ausgang des Montesora-Thales bei Christina stehen schwach nach Süd geneigte Buchensteiner Kalke an, thalaufwärts folgen darüber liegend Melaphyr und Wengener Schichten (mit *Halobia Lommeli*). Letztere biegen muldenförmig um und steigen mit nördlichem Einfallen bis herauf zur Höhe 2083 m der Montesora-Alp. Darunter liegt auch dort der Melaphyr. Dieselbe Umbiegung im Fallen macht auch der Buchensteiner Kalk mit, der, nachdem er eine Strecke weit unter dem Melaphyr verschwunden war, in einer Entfernung von etwa 900 m von dem unteren Thalende auf der Sohle wieder auftaucht und dann schneller als diese ansteigend an beiden Gehängen immer höher herauf zum Ausstrich kommt, so dass er auch noch dem Dolomit des Muschelkalkes Gelegenheit zum Erscheinen gibt (Fig. 73). Auf der Karte von Mojsisovics ist statt dessen nur Melaphyr angegeben mit Ausnahme eines schmalen, geraden Streifens von Buchensteiner Kalk und Muschelkalk zu oberst im Thal, aus dessen Verlauf auf steile fast

saigere Stellung dieser Schichten geschlossen werden müsste. Richtiger gibt das Langkofl-Profil (S. 196) bei Mojsisovics die Schichtenlage wieder, aber es widerspricht sowohl der Karte als auch den vorhandenen Aufschlüssen mit Bezug auf den Südrand der Montesora-Alp.

Das Schlernplateau hat den Namen wegen seiner Tafelstructur erhalten. Zu oberst liegen die wohlgeschichteten Raibler Schichten beinahe horizontal auf dem Dolomit auf. An den Nordfuss dieser gewaltigen Dolomittafel legt sich die Seisser Mulde an. Der Nordrand der Tafel streicht N. 60° W., die Axe der Mulde N. 60° O., sie treffen also unter einem Winkel von 60° aufeinander. Die Mulde wird schräg von dem Plateau abgeschnitten. Die Schnittfläche ist eine Verwerfungsspalte, die von der Ruine Hauenstein sich zum Tierser Joch hinzieht. Vom Joch aus ist sie leicht zu entdecken. Wöhrmann[1] hat sie beschrieben. Diesen tektonisch äusserst wichtigen Bruch hat Mojsisovics übersehen, er liess den Dolomit des aufgebogenen Muldenrandes unmittelbar in den des Schlernplateaus übergehen und nahm die Aufbiegung des Muldenrandes für ursprüngliche Neigung der Ablagerungen. Das schon besprochene Profil (S. 163) lässt allerdings einen Unterschied von Mulde und Plateau nicht erkennen, es rührt dies aber theils von den schon besprochenen Irrthümern, theils davon her, dass die zu Grunde gelegte Schnittlinie mit der Muldenaxe vom Puflatsch bis Fretschbach nur einen Winkel von 45° und von da zum Duftboden nur einen solchen von 20° macht, also fast im Streichen verläuft.



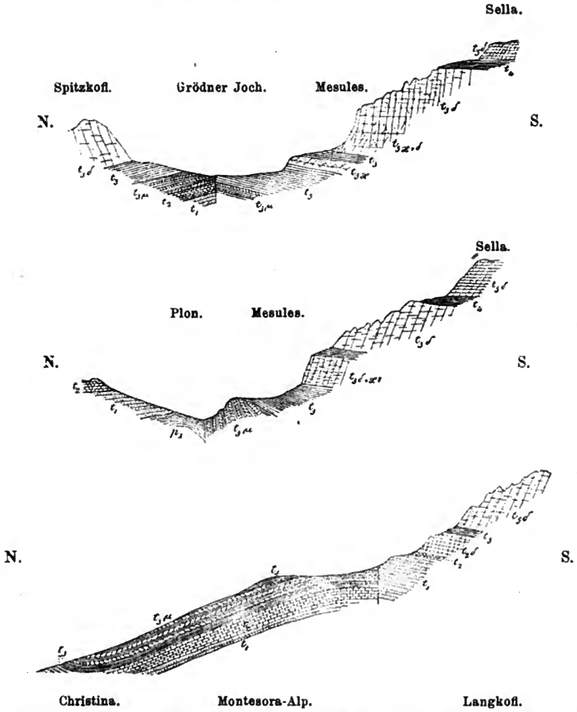
a—b Nordostrand des Schlernplateaus. *c—d* Axe der Seisser Mulde.

Fig. 70. Schematische Horizontalprojection der Seisser Mulde und des angrenzenden Schlernplateaus.

Auch von dem Platt- und Langkofl ist die Seisser Mulde durch eine Bruchspalte getrennt und diese Berge bilden gewissermaassen die östliche Fortsetzung des Schlernplateaus und verbinden es mit dem Sellamassiv. Diese Bruchfläche habe ich vom Schlern bis aufs Grödner Joch verfolgt. Sie streicht mit mehrfachen eckigen Ausbiegungen bis

[1] Zeitschr. D. geol. Ges. 1892. S. 217.

dahin, und setzt sich, wie bereits Mojsisovics angegeben hat, bis St. Cassian weiter. Sie hat aber nach den Untersuchungen von Miss Ogilvie damit noch immer nicht ihr östliches Ende erreicht.



p_3 Bellerophonkalk. t_1 Werfener Schichten. t_2 Muschelkalk. $t_3\mu$ Wengener Schichten. t_3 Cassianer Schichten. t_3x Wettersteinartiger Kalk. $t_3\delta$ Schlerndolomit. t_4 Raibler Schichten. $t_5\delta$ Dachsteindolomit.

Fig. 71, 72 u. 73. Drei Schnitte durch die vom Nordfuss des Plattkofls zum Grödner Joch streichende und die Seisser Mulde im Süden begrenzende Verwerfung. 1 : 37 500.

Was am Schlern am meisten auffällt, ist der Umstand, dass der Dolomit auf dessen Südseite nicht mehr auf mächtigen Melaphyren und

Cassianer Schichten liegt, wie das auf der Nordseite der Fall und an den Rosszähnen, sowie am Schlernreitweg gut zu beobachten ist, sondern unmittelbar auf den Myophorienschichten der unteren Trias sich aufbaut. Es wäre sehr erwünscht, wenn man von da aus die untere Grenze des Dolomites bis in die Gegend der Seisser Alp verfolgen könnte, um zu sehen, in welcher Weise die Horizonte, welche dort zwischen den Myophorienschichten und dem Dolomit liegen, sich einschalten. Leider ist dies aber wegen der starken Schutthalden nicht möglich und es tritt auch die erwähnte Verwerfung störend dazwischen.

Im Tierser Thal liegt diese untere Grenze 1500 m über Meer, hebt sich aber bis unter die Tschamin-Spitze auf eine Horizontalentfernung von 3 km rasch um 800 m, also unter einem Winkel von 15° und nicht von 40°, wie Mojsisovics S. 183 irrig zeichnet. In dieser Höhe streicht sie unter den 700 m hohen Dolomitmassen des Rosengarten weithin als horizontale Linie sichtbar bis zum Costalunga-Pass. Es ist dies ein vortreffliches Beispiel für dasjenige Lagerungsverhältniss, welches Suess mit dem Namen „Flexur" bezeichnet hat.

Von Westen gesehen erweckt der Rosengarten die Vorstellung, als lägen hier die Triassedimente noch ebenso horizontal, als wie sie abgesetzt worden sind. Es ist dies aber nicht richtig. Es genügt, das Rosengarten-Gebirge von West nach Ost zu durchqueren, um sofort zur Überzeugung zu gelangen, dass diese grosse Platte nach Osten gesenkt ist, und zwar auf 5,5 km, um ungefähr 500 m, dass sie also mit 5° geneigt ist.

Der Rosengarten verhält sich zur Seisser Alp wie Sattel zu Mulde, und wir dürfen deshalb weiter im Süden eine neue Mulde erwarten. Dies ist auch der Fall, nur verwickeln sich die Lagerungsverhältnisse in Folge Hinzutretens des granitischen Stockes von Predazzo in unerwarteter Weise. Um diese Verhältnisse auf unserem Profil besser zur Anschauung zu bringen, habe ich an dieser Stelle ausnahmsweise zwei Schnitte, die in einem ungefähren Abstande von 4 km mit einander parallel laufen, in der Weise benutzt und eingezeichnet, dass der westlichere unmittelbar bei Costalunga an unser Profil von Norden her anschliesst und bei Predazzo endet, während der östlichere das Profil von Süden her verlängert und bei Costalunga aufhört. Da letzterer einen niederen Gebirgstheil durchschneidet, so fällt seine obere Contour durchweg unter diejenige des Parallelschnittes und man erblickt so gewissermaassen unter dem letzteren von Westen her hindurch den anderen.

Der westliche Schnitt setzt vom Costalunga-Pass aus durch das

Latemargebirge und erreicht am Forno-Pass jene von Mojsisovics eingehend geschilderte Verwerfung, durch die das Gebirge im Süden mit dem Monte Agnello über die Furcella[1] hinaus bis zum Fleimser Thal bedeutend in die Tiefe gesunken ist. Den Forno-Pass habe ich nicht selbst besucht, da ich meinen Schnitt ursprünglich nur im Osten davon zu legen beabsichtigt hatte. Beim Zeichnen desselben bemerkte ich dann aber, dass er auf diese Weise das Bild einer orographischen Einsenkung gab, was den wirklichen Gebirgsverhältnissen keineswegs entspricht. Ich habe darum nachträglich, als es zu einer Begehung bereits zu spät war, noch den Parallelschnitt gewählt und verlasse mich für die höheren Theile desselben ganz auf die Karte und Beschreibung von Mojsisovics. Die Grenzlinie zwischen dem Eruptivstock und der Trias an der Furcella ist nach meinen vor 10 Jahren ausgeführten Aufnahmen gezeichnet und weicht im Einzelnen von den bisherigen Darstellungen etwas ab. Der Maassstab ist zu klein, um die zahlreichen in die Triassedimente abzweigenden Apophysen und Gänge alle einzutragen, ich habe sie deshalb nur in schematischer Weise dargestellt.

Das östliche Profilstück setzt auf halber Höhe zwischen Moëna und dem Costalunga-Pass auf, schneidet durch den Monte Campo bis Forno, wo es über das Fassathal setzt, und durchquert den Mulat auf seinem Westgehänge, worauf es bei Predazzo von Neuem den Thalboden erreicht. Von hier läuft es über die Malgola auf die Höhe der Lagoreikette herauf.

Bei Moëna steht man im Quarzporphyr, der gegen Piniola vom rothen Grödner Sandstein überlagert wird. Hinter Sorte folgen die Werfener Schiefer. Vertreter der *Bellerophon*-Schichten konnte ich hier nicht auffinden. Rothes Kalkconglomerat bezeichnet den Anfang des Muschelkalkes nördlich von Piniola, darauf liegen graue Kalkbänke mit Hornsteinknollen und dann dickbankige graue Kalke, die im Süden von Piniola von hornsteinreichen Kalken, wie sie in den Buchensteiner und Partnachschichten vorkommen, überlagert sind. Dann folgt ein typischer Wettersteinkalk mit Grossoolithstructur. Er bildet den Bergrücken, der sich zwichen Piniola und Medil vom Monte Campo in das Fleimser Thal herabzieht. Alle Schichten sind hier fast saiger gestellt, biegen sich aber weiter oben am Berg nach Norden zurück, so dass sie dort flach nach Süden oder SW. fallen. Dolomit, wie ihn die Karte von Mojsisovics angibt, konnte ich hier nirgends beobachten. Melaphyr-

[1] Die Furcella heisst auf der Generalstabskarte Dosso Capella, ein Name, der in jener Gegend unbekannt zu sein scheint.

gänge von geringer Mächtigkeit, selten 1 m stark, setzen nach allen Richtungen durch die Triasgesteine. Der Bergrücken von Medil besteht schon ganz aus Melaphyr, der stockförmig auftritt und die Trias vollkommen abschneidet. Erst an den Gehängen von Valsorda kommen wieder der Wettersteinkalk und hornsteinführende Kalke in recht verworrenen Lagerungsverhältnissen zum Vorschein. Sie bilden hier nur eine grosse in Melaphyr eingeschlossene Scholle. Die grauen Kalke mögen nach Versteinerungen, die man bei Medil finden kann, wenigstens z. Th. zu den Cassianer Schichten gehören. Jenseits des Fleimser Thales ist ein tonalitartiger Granit das Hauptgestein, indem der Melaphyr gangförmig aufsetzt. Vielfach wird der sonst graue Granit hier röthlich und führt häufigen Turmalin. Seine Hauptbestandtheile sind Feldspath (Orthoklas und Plagioklas), Quarz, Biotit und Hornblende. An anderen Stellen, z. B. bei Canzacoli an der Furcella, stellt sich auch sehr viel Augit darin ein. Ebensolche Combination zeigt ein granitisches Gestein von der Malgola, das aus vorwaltendem Plagioklas und Augit besteht, dem sich verhältnissmässig nur wenig Quarz und Biotit beigesellt. Es ist kaum möglich, nach den Mineralcombinationen dem granitischen Stock von Predazzo einen Namen zu geben, denn ein rother Granit am Mulat führt ausser Orthoklas, Plagioklas und Quarz nur wenig Biotit und weder Hornblende noch Augit. Umgekehrt dürfte es aber auch sehr schwer sein, die verschiedenen Mineralcombinationen nach ihrer Verbreitung bestimmt zu umgrenzen. Dölter fasste deshalb das Ganze als Monzonit zusammen. Von den durchsetzenden jüngeren Gängen weiss man in der Regel auch erst nach Anfertigung eines Dünnschliffes, ob sie zu den Melaphyren oder den Augitporphyriten zu stellen sind. Diejenigen, welche ich von Canzacoli und der Malgola untersucht habe, erwiesen sich als olivinfrei. Wenn ich gewöhnlich diese Dinge insgesammt als Melaphyre bezeichnet habe, so geschah dies nur der Kürze halber.

An der Malgola sind an dem Wege südlich von Predazzo die Contactmetamorphosen dieses granitischen Stockes sehr gut zu sehen. Krystallinische Kalke mit serpentinartigen Zwischenlagen lassen sich dort recht leicht als umgewandelter Muschelkalk an den Hornsteinknollen erkennen, die darin stecken. Darunter erscheinen die Werfener Schichten bandjaspisartig. Die Umwandlungszone ist aber nicht breit, denn die alsbald folgenden permischen Rauhwacken sind nicht mehr darin eingeschlossen. Sie und der liegende, typisch entwickelte Grödner Sandstein legen sich ohne Unterbrechung im Süden zwischen die Malgola

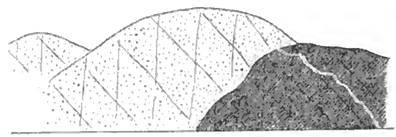
und die Porphyrdecke des Bosco di Gazzo. Die geologische Karte lässt dieselben auf dem Joch sich auskeilen, was aber sicher nicht der Fall ist. Sie fallen mit 20° nach Norden ein. Mächtige Moränen verdecken hier vieles und der Quarzporphyr, der den ganzen Nordabfall der Lagoreikette bildet, ist vielorts mit Rundhöckern versehen, deren Gletscherschrammung, wo sie noch erhalten, thalauswärts gerichtet ist. Auf dem Kamm der Kette liegt der Porphyr als dicke Platte dem Phyllit auf, welcher seinerseits das Südgehänge dieses Gebirgszuges aufbaut und weiterhin den gewaltigen Granitstock der Cima d'Asta einschliesst.

Um mit meinem Querschnitt die interessante Überschiebung bei Borgo erreichen zu können, habe ich die Schnittlinie auf der Höhe der Lagoreikette vom Colto rondo aus um 15 km nach Westen verlegt. Der Schiefer, welcher sich bis zur Val Sugana ausdehnt und durchweg ein nördliches Einfallen zeigt, ist auf dem Profil mit der Phyllitfarbe bezeichnet. Wo ich ihn untersucht habe, war er schon so sehr zersetzt, dass ich im Zweifel bin, ob er nicht vielleicht zu den palaeozoischen Gesteinen gestellt werden muss. Nur ein sehr eingehendes Studium könnte uns hierüber aufklären, weil Vorarbeiten dazu in diesem Gebiete noch so gut wie ganz fehlen. Da es für die Tektonik indessen von keinem grossen Belang ist, so habe ich eine genauere Altersbestimmung zu versuchen, weil zu Zeit raubend, unterlassen.

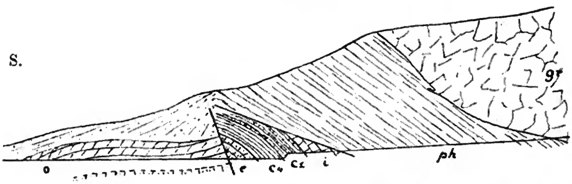
Die gewaltige Granitmasse, welche dieser Schiefer einschliesst, hat schon Leop. von Buch's Verwunderung erregt, da er solche plutonische Massen nur in dem Centrum der Alpen vermuthet hatte. Suess fasste ihn später als ein dem Schiefer gleichförmig eingelagertes permisches Lager auf, das mit dem Granit von Brixen zusammenhänge, hier aber sattelförmig aufgebogen sei. Dieser Sattel wäre dann nach Süden überkippt und über die jüngeren Sedimente geschoben worden. Elf Jahre später kehrte Mojsisovics (S. 401) zwar zur älteren Auffassung des Granites als Eruptivstock zurück, knüpfte denselben aber doch noch insofern an das permische Porphyrlager an, als er in dem Granitstock den Eruptionspunkt oder unterirdischen Vulkanherd der Porphyrlaven sieht. Seine Beweise für das stockförmige Auftreten des Granites sind indessen zu unbestimmt, so dass 1881 Taramelli wieder auf die Lagernatur dieses Granites zurückkam. Vor 4 Jahren habe ich am Torrente Maso Beobachtungen gemacht, die das jüngere Alter des Granites gegenüber dem Schiefer in unzweideutiger Weise feststellen. Er entsendet dort gangförmige Apophysen in den umgebenden Schiefer und hat denselben zugleich am Contact umgewandelt. Einer eingehenden Unter-

suchung dieser Erscheinungen hat sich Dr. SALOMON[1] unterzogen und vorläufig einen kurzen Bericht darüber erstattet.

Da, wo dieses alte Schiefergebirge an die breite Val Sugana angrenzt, ist es auf einer nur unter einem Winkel von 20° nach Süd ansteigenden Ebene über die steil aufgerichteten und überkippten Kalkbänke des Jura, der Kreide und des Eocäns hinaufgeschoben worden. Mit dieser bedeutsamen Thatsache hat uns SUESS 1868 bekannt gemacht. In tektonischer Beziehung ist dies eine der wichtigsten Entdeckungen der



Torrente Maso.
Granit. Schiefer.
Fig. 74. Contact des Granites mit dem Schiefer.



gr Granit. *ph* Phyllit. *i* Oberer Jura. *c1* Biancone. *c4* Scaglia. *e* Eocän. *o* Oligocän.
Fig. 75. Valsugana-Überschiebung, am rechten Thalgehänge des Torrente Maso. 1:20000.

neueren Alpenforschung gewesen. Dem tiefen Einschnitt des Torrente Maso ist es zu verdanken, dass diese Überschiebung gesehen werden kann. Er hat einen natürlichen Querschnitt durch das Gebirge gelegt. Später hat MOJSISOVICS diese Stelle nochmals beschrieben und ein Profil gegeben, auf dem die Überschiebungsfläche nur 12° geneigt erscheint. Ich habe mich durch eine eingehende Untersuchung nur von einer Neigung von etwa 20° überzeugen können.

Das Bild, welches diese Überschiebung hier darbietet, ist durch Hinzutritt einer sehr steil geneigten Bruchfläche noch verwickelter

[1] TSCHERMAK's Mittheil. Bd. 12. S. 438. 1892.

geworden. Durch letztere werden die überkippten Jura-, Kreide- und Eocän-Schichten im Süden abgeschnitten, und es lagern sich in ganz normaler Stellung und fast horizontal die oligocänen Schichten an jene an.

An der Überschiebungsstelle sind Jura, Kreide und Eocän nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit ganz normal entwickelt und darum sehr leicht wieder zu erkennen, aber sie sind verhältnissmässig arm an Versteinerungen. Besser in dieser Beziehung ist das Profil, welches das Berggehänge gegenüber Telve uns zeigt. Von Norden nach Süden hat man hier folgende Schichtfolge:

1. Weisser, stark zerklüfteter Dolomit, ohne Versteinerungen, aber wahrscheinlich obertriasisch ($t_5 \delta$), fällt steil nach Süd-Westen.

2. Grauer bis bräunlicher Crinoideenkalk (Lias?).

3. Weisse bis röthliche Kalke, in alten Steinbrüchen bei Telve di Sopra aufgeschlossen. In einzelnen Bänken mit rothen Silexknollen.

SO.  NW.

Brüche von Telve.

Fig. 76. Profil durch Jura, Kreide und Tertiär bei Telve. 1 : 12 000.

Viel' undeutliche Ammoniten der Genera *Lytoceras*, *Phylloceras* und *Peltoceras* (?). Wahrscheinlich oberer Jura. Saigere Stellung.

4. Plattige bis schieferige weisse Kalke mit Knollen und Bändern von schwarzem Silex (Biancone).

5. Die folgende Einsenkung ist von Schutt und Lehm bedeckt und verdeckt wahrscheinlich die oberen Theile des Biancone und die Scaglia.

6. Mergel und feste Kalkbänke des Eocänes, entschieden nach SO. geneigt. Mit Kalkbänken voll von Nummuliten (α) und einer 5 m mächtigen Bank von Lithothamnien. Ausserdem auch in den Mergeln Nummuliten, Bivalven, Gasteropoden und Seeigel.

7. Mergel und Kalke mit viel Korallen und Milleporiden, wahrscheinlich unteres Oligocän (Castel Gomberto).

8. Feste Kalke mit *Scutella subrotundiformis* und grossen Austern (oberes Oligocän).

Diese Schichten bilden beinahe einen umgekehrten Fächer. Mojsisovics vermuthet wegen der Divergenz der Fallrichtung, dass eine Verwerfung die Kreide vom Tertiär trenne. Obwohl dies ganz gut möglich ist, so scheinen mir doch die Verhältnisse bei Borgo, wohin sich alle

diese Schichten ohne Unterbrechung längs des Hügels von St. Pietro verfolgen lassen, einer anderen Erklärung das Wort zu reden. Gegen die Schlossruine hin lagert nämlich das Eocän ebenfalls auf Kreide und es macht sich derselbe Unterschied der Neigung bemerkbar, aber ohne dass ein so grosser überschütteter Zwischenraum, wie auf der Seite von Telve, sich einschiebt. Wahrscheinlich kommt darin die Discordanz zwischen dem mittleren Eocän und der oberen Kreide zum Ausdruck, welche Munier-Chalmas weiter im Süden ebenfalls mehrfach beobachtet hat. Eine grössere Verbreitung als hier bei Telve erlangen die Schio-Schichten auf der anderen Seite des Thales bei Spera, und reich an Scutellen sind sie auch am Ausgang der Val di Calamento bei Carzano.

Auf der Südseite der Brenta steigt gegenüber von Castelnuovo ein kleiner Hügel aus der Thalebene auf, auf dem St. Margherita liegt. Er besteht aus südfallendem Grödner Sandstein, dessen rothe Felsen von der Brenta bespült werden. Darüber liegen Rauhwacke und dann rothe Werfener Schichten mit *Pseudomonotis Clarai*. Der höher und steil sich erhebende Monte Civaron besteht aus viel jüngeren Triasgliedern, nämlich dem Hauptdolomit und aus Liaskalk, die alle ziemlich söhlig liegen, mit kleinen Wellen sich etwas nach Osten senken. Mojsisovics gibt an, dass dieser Berg von einem Längsbruch in zwei Hälften zerschnitten sei, ich konnte jedoch nichts davon sehen. Nur gegen den Hügel von Margherita ist er von einem Längsbruch begrenzt, wodurch der obertriasische Dolomit ins Niveau des Permes gekommen ist. Zwischen den Civaron und der bis 2200 m aufsteigenden Wand des Sette Comuni-Hochlandes ist ein Hochthal eingesenkt, die Val Cualba. Hier liegt, eingeklemmt zwischen Trias, steil aufgerichtet und abwechselnd 80° nach Süden und nach Norden geneigt, ein mächtiges System von Molasse-Mergeln und Nagelfluen, das ein ½ m starkes Kohlenflötz einschliesst. Da, wo diese eingeklemmten Schichten westlich hinter dem Civaron hervortreten, also nicht mehr von ihm eingeengt sind, breiten sie sich bei Olle weiter aus und liegen beinahe flach, mit geringer Neigung nach Süd. Die Mergel schliessen dort viel Meeresbivalven und Gasteropoden ein, die aber alle stark zerdrückt sind. Verkohlte, pechschwarze Holzreste liegen in Menge darin. Die Gerölle sind von Bohrmuscheln vielfach angebohrt. Sie bestehen vorwiegend aus Jura- und Kreidekalk mit und ohne *Silex*-Ausscheidungen. Wo sie zu festen nagelflueartigen Conglomeraten verfestigt sind, haben sie sich oft ineinander gebohrt und die bekannten Eindrücke erzeugt. Nach Hörnes und Fuchs verweisen die Versteinerungen dieser Molasse

auf die erste Mediterranstufe, wären also unteres Miocän. Ihre Geröllführung unterscheidet diese Ablagerungen so wesentlich von denen von Schio, dass an Gleichalterigkeit derselben nicht gedacht werden kann. Wenn also die Altersbestimmung richtig ist, so ergibt sich daraus für die Schio-Schichten ein oligocänes Alter.

Die Herkunft der Gerölle in dieser miocänen Molasse ist nicht zweifelhaft, und so muss damals schon ein grosser Theil des älteren Meeresbodens trockenes Land gewesen sein, auf dem die Erosion thätig war und Bruchstücke desselben dem nahen Molassemeer zuführte. Das isolirte Vorkommen innerhalb der Alpen verweist ausserdem auf eine schmale Meeresbucht, die von Süden her aus dem italienischen Molassemeer sich in das alpine Festland hereinzog. Damit eine solche Bucht zu Stande kommen konnte, müssen Einbrüche des Bodens stattgefunden haben; darauf verweist auch der so zerstückelte Bau der Val Sugana-Berge. Die grosse Breite des Thales selbst dürfte in unmittelbarem Zusammenhang mit der Breite jener Meeresbucht stehen und als die alpine Aufrichtung erfolgte, fanden die zusammengepressten und aufsteigenden Massen der Südtiroler Alpen hier eine Terrain-Vertiefung vor, in die sie von Norden her geschoben wurden. Was am Torrente Maso sich ereignet hat, kam auch anderwärts vor. Mojsisovics hat die Val Sugana-Linie, welche die flache Überschiebung bei Borgo zeigt, noch weithin nach Osten verfolgt und an vielen Stellen Überschiebungen nach Süden nachgewiesen, wenn schon dieselben nirgends mehr so flache sind, an manchen Stellen sogar nur als vertikale Hebungen sich geäussert zu haben scheinen.

9. Die Vicentinischen Alpen.

Seltsam sticht in landschaftlicher und tektonischer Beziehung das Gebiet der Sette Comuni von den südtiroler Alpen ab. Dieses quellenarme Hochplateau entbehrt der langgezogenen Gebirgsrücken, welche sonst für das Kettengebirge der Alpen so charakteristisch sind. Ebenso fehlen ihm die tiefen und breiten Längsthäler. Ringsum fällt es mit hohen steilen Wänden gegen die Brenta und die Poebene ab, und wie eine unersteigliche, gewaltige, natürliche Festung ist es an den Rand der Alpen gesetzt.

Tektonisch ist es eine grosse Flexur, die von Ost nach Westen streicht. Die beinahe horizontal gelagerten, schwachwellig gebogenen Schichten biegen sich am Südrande des Hochplateaus plötzlich scharf um, und fallen senkrecht, oft sogar völlig überkippt unter die Poebene

ein. Diese Umbiegung ist von einem Längsbruch begleitet, der die fast horizontalen von den vertikalen Schichten trennt und auf dem jene über diese hinaufgeschoben worden sind. So wiederholt sich hier, wenn auch in verkleinertem Maassstabe, nochmals die Sugana-Überschiebung.

Bei meinen Aufnahmen in diesem Gebiete im Jahre 1890 benutzte ich das Blatt „Sette Comuni" der österr. geol. Reichsanstalt, so wie es von Vacek 1880 aufgenommen worden war. Ausser der vorhandenen Literatur waren mir auch die geologischen Profile von Nutzen, welche Zigno [1] 1850 und Taramelli [2] 1881 durch dieses Gebiet gelegt haben.

Die Gipfel der nördlichen Randberge dieses mit über 1500 m hohen Wänden gegen die Brenta abfallenden Hochplateaus bestehen aus obertriasischen Dolomitbänken (Hauptdolomit oder Dachsteindolomit der Autoren, $t_5\delta$ des Profiles), die den Raibler Schichten und dem Schlerndolomit aufgelagert sind und selbst stellenweise noch kleinere Kappen von Liaskalk tragen. Dieser Theil der Sette Comuni ist in seinen höheren Lagen eine felsige, wasserlose, baumarme Einöde. Die dolomitischen und kalkigen Felsen sind von tiefen Löchern und Schloten durchsetzt, in denen das Regenwasser rasch in die Tiefe sinkt. Nur in Vertiefungen, wo ein brauner, thoniger Lehm eine oberflächliche wasserundurchlässige Decke gebildet hat, findet man künstlich angelegte kleine Teiche oder Pfützen, in denen sich ein braunes trübes Wasser ansammelt und im Sommer eine Alpwirthschaft ermöglicht, zu deren Förderung die Bischöfe von Brixen im Mittelalter süddeutsche (insbesondere oberbayerische) Bauern zur Einwanderung veranlasst hatten. Noch jetzt ist die deutsche Sprache hier nicht ausgestorben und ihr alterthümlicher, vielfach von der italienischen Sprache beeinflusster Klang hat den Glauben erweckt, dass sich hier auf diesem geologisch so wohlbegrenzten und isolirten Hochplateau noch Reste der alten Cimberer erhalten hätten. Alle die künstlichen Quellen sind auf den neuen italienischen Karten (1 : 25 000) als Pozze (Pfützen) eingetragen und auch die Schloten, Trichter und Höhlen, die z. Th. dolinenartig entwickelt sind, haben als Caverne, Buche und Grotte oft noch besondere Namen erhalten, als wie Grotta della capra, Buca della Pesa, Tanzerloch etc.

Wie mit langsamem Wellenschlag senken sich die Dolomit- und Kalkbänke gegen Süden und es stellen sich nach und nach auch die

[1] Jahrb. geol. R.-A. 1850. S. 181.

[2] Atti Accad. dei Lincei III. ser. tom. 13. S. 303. Geologia della Provincie Venete 1881.

jüngeren Jura- und Kreideschichten auf denselben ein. Eine starke Waldbedeckung beginnt sich in Höhenlagen unter 1800 m an den Gehängen bis herab in die Thäler auszubreiten und überzog früher wohl das ganze Hochland. Starke Ausrottungen haben in den tieferen und fruchtbareren Theilen Felder für den Ackerbau geliefert.

Südlich von Asiago und Gallio endet dieses nördliche Hochland und geht mit einem ziemlich steilen Abfall in ein ungefähr 700 m tiefer gelegenes Plateau über. Dieser Übergang ist durch eine entsprechende Senkung der Kalkbänke nach Süden hervorgerufen. Wo dieselbe beginnt, ist am Ausgang der Val di Campo mulo eine steil nach Norden geneigte Bruchfläche sichtbar, auf welcher die horizontalen Schichten des oberen Plateaus über die steil gestellten der „Flexur“ heraufgeschoben sind.

An dem Aufbau des tieferen Plateaus betheiligen sich auch die obere Kreide und das Eocän. Es nimmt seinen Anfang als Mulde, verflacht sich aber alsbald nach Süden, wo es sogar eine schwache Aufwölbung erfährt. Noch unvermittelter als das obere endet dieses untere Plateau gegen die um 1000 m niedrigere, oberitalienische Tiefebene. Die Schichten sind nicht langsam umgebogen und senken sich nicht dem orographischen Abfall folgend zur Ebene nieder, sondern scharf und unvermittelt liegen vor den fast horizontalen Bänken des Plateaus die saigeren und sogar nach Süden überkippten Schichten des Gehänges. Sie sind durch eine zu beiden Seiten des Brentathales weithin sichtbare Bruchfläche von einander getrennt, die ebenso wie diejenige der Val di Campo mulo steil nach Norden geneigt ist und auf der die Plateauschichten über die Gehängeschichten herauf geschoben sind.

Auf der Vacek'schen Karte sind diese Bruchlinien nicht eingetragen und die niedergebogenen Schichten in ungestörtem Zusammenhang mit den Plateauschichten dargestellt. Wohl in Folge dessen erwähnt Suess im Antlitz der Erde (Bd. I S. 330) nur zwei einfache Flexuren in den Sette Comuni und ist diese Angabe auch von anderen Autoren später wiederholt worden. Steigt man von Val Rovina auf dem Gebirgsgrat nach dem Monte Caina auf, so überschreitet man diesen Bruch bei einer Höhe von 770 m. Er ist durch einen kleinen Einschnitt im Grat markirt. Südlich desselben stehen Lias- und Jurakalk, weiterhin Biancone steil gestellt an, nördlich davon liegt der obertriasische Dolomit horizontal und stösst in dieser Lagerung auf den saigeren Liaskalk. Überdeckt wird er bei etwa 830 m Höhe von weissem bis röthlichweissem Kalk, der Gasteropoden und Bivalven einschliesst. Dann folgt knolliger

schieferiger rother Kalk mit Perisphincten und anderen Ammoniten, darüber liegen röthlichweisse bis intensiv rothe dickbankige Kalke, die ebenfalls viel Ammonitengehäuse erkennen lassen und wahrscheinlich bereits dem Tithon angehören, denn darüber folgen dann die weissen Kalke des Biancone. Steigt man in der Schlucht von Val Rovina wieder hinab, so durchschreitet man dieselben Horizonte von Neuem und geht längere Zeit auf dem Dolomit, der ganz flach bergaus geneigt ist. Dann aber steht man plötzlich wieder im saigeren Liaskalk, der sich mit seinen liegenden Schichtflächen an die Schichtköpfe des Dolomites anlegt. Es ist das dieselbe Bruchfläche, die auf dem Grat so deutlich hervortritt und die sich in ungefähr westlicher Richtung in die Val Rovina hereinzieht.

Südlich der Ortschaft Val Rovina streicht das Tertiär aus, aber in einer sehr schmalen Zone, was hier besonders auffällt, weil diese Zone weiter im Westen so sehr breit wird und durch ihren Reichthum an Versteinerungen so berühmt geworden ist. Die Ursache liegt in der Schichtstellung, die hier eine ganz steile, dort meist eine sehr flache ist.

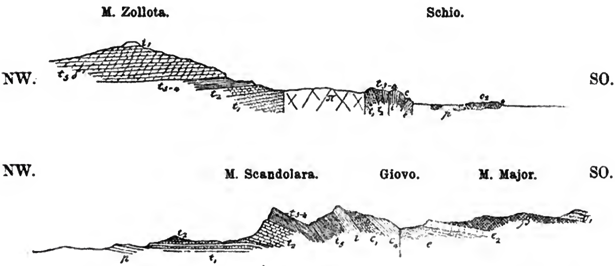
Auch hier bilden Eocän und Oligocän eine einzige Schichtserie, die sich hinter einander zwei Mal wiederholt. Das Miocän, als Molasse und Nagelflue, liegt zu äusserst, gerade wie in Val Sugana, aber es wird von Taramelli nach den Versteinerungen, die er im Osten von Bassano bei Romano darin gefunden hat, in die zweite Mediterranstufe gestellt.

Zwischen Val Rovina und Bassano hat man längs der Strasse nachstehende Gesteinsfolge:

1. Scaglia, wenig mächtig,
2. mächtige Kalke mit Nummuliten und Lithothamnien,
3. weiche Sandsteine mit einzelnen Geröllagen,
4. Mergel mit Nummuliten,
5. graue Mergel mit Blattresten von Dikotylen-Pflanzen,
6. Basalttuff,
7. mächtige Kalke mit sehr viel Lithothamnien, Seeigeln etc.,
8. graue Mergel,
9. Basalttuff,
10. foraminiferenreiche Mergel mit Nummuliten,
11. Basalttuff,
12. Kalkbank mit Alveolinen und kleinen Nummuliten,
13. kalkiger Sandstein (Steinbruch) mit Seeigeln und grossen *Pecten*.

14. *Lithothamnium*-Kalkbank,
15. glimmerreiche Mergel, welche alsbald von Lehm verdeckt werden, aus dem von Zeit zu Zeit einzeln Nagelflue- und Sandsteinbänke aufragen.

Die Schichten 1—7 fallen steil nach Süden, 8—14 steil nach Norden. 2—4 stelle ich ins Eocän, 5—7 ins Oligocän, dann kommt wieder 8 als oberes Eocän und 9—13 als Oligocän. 7 und 13 halte ich für die Schio-Schichten, kann dies aber nur aus dem allgemeinen Habitus ableiten, da die Versteinerungen, die ich daraus habe, keinen sicheren Schluss zulassen. Zwischen 7 und 8 geht also der Längsbruch hindurch, der in der verschiedenen Neigung der Schichten zum Ausdruck



p Perm (in Fig. 77 Basalt). t_1 Buntsandstein. t_2 Muschelkalk. t_{3-4} Obere Trias. t_5 Rhät. *i* Jura. *c* Kreide. *e* Eocän. *β* Basalt und Tuff. *o* Oligocän. Π. Porphyrit.

Fig. 77 u. 78. Zwei Schnitte durch den Bruch von Moreno nach Bittner (Jahrb. R.-A. 1883. S. 563). 1 : 112 500.

kommt. Auf das Vorhandensein dieses Längsbruches hat Bittner aufmerksam gemacht, Taramelli hat denselben weiter im Osten als Frattura di Moreno bezeichnet. Sehr deutlich wird er weiter im Westen, wo bei Schio nur der hintere Zug überkippt, der vordere aber ganz flach und normal liegt.

Ich weiss nicht, warum Frech neuerdings diesen Bruch als schiefe Falte in sein tektonisches Kärtchen der südöstlichen Alpen aufgenommen hat. Dass er wirklich bei Schio existirt, kann ich nach meinen eigenen dortigen Begehungen durchaus nicht bezweifeln. Ebenso unzweifelhaft ist es, dass der grosse Querbruch Vicenza-Schio jünger als die gebrochene Flexur ist, denn er hat diese im Westen um mehrere Kilometer nach Süden vorgeschoben.

Die Ablagerungen der Glacialperiode hat Taramelli in einer besonderen Karte dargestellt und darauf lokale Gletscher eingetragen, die sich von den nördlichen Höhen des Hochplateaus der Sette Comuni nach Süden bis auf die zweite Stufe vom Asiago herabzogen. In der That liegen am Ausgang der Thäler dort grosse und lange wallartige Seitenmoränen, welche diese Auffassung unterstützen. Die Geschiebe bestehen fast alle aus Gesteinen, die im Gebiet des Hochplateaus vorkommen. Aber am Ausgang der Valle de Nos und auf dem Hügel von Bergo bei Asiago kommen auch vereinzelte Geschiebe von permischem Quarzporphyr vor und sogar sehr häufig am Valle d'Assa, trotzdem dieses Gestein hier nirgends ansteht. Diese Thatsache ist schwer zu erklären, da sie auf ein Überquellen der inneralpinen Gletscher auf dieses Hochplateau hinzuweisen scheint und für letztere eine ungeheure Mächtigkeit ergäbe. Ehe man sich über eine solche Annahme schlüssig macht, ist es wohl angezeigt, die Verbreitung dieser Geschiebe in den Moränen noch genauer zu untersuchen, da sich hierdurch allein der Weg ihres Transportes mit Sicherheit bestimmen lässt.

III. Theil.

Allgemeine Ergebnisse.

Wenn wir jetzt aus den vielen Einzelheiten, welche die Darstellung und Beschreibung des Querschnittes mit sich brachten, ein allgemeines Bild des Baues und der Entstehungsart dieses Theiles der Alpen zu gewinnen suchen, so erreichen wir damit das Ziel, dem zu lieb der Querschnitt von mir entworfen worden ist. Freilich ist es rathsam, sich hierbei eine vorsichtige Beschränkung aufzuerlegen; denn man kann nicht erwarten, dass ein einziges Profil durch die Ost-Alpen maassgebend sein soll für die Alpen in ihrer ganzen Ausdehnung. Ich beschränke mich deshalb zunächst auf unser Gebiet und werde dann erst auch versuchen, an die gewonnenen Ergebnisse das aus anderen Theilen der Alpen schon Bekannte anzuknüpfen.

Orographisch haben die Alpen zwischen Tölz und Bassano eine Breite von ungefähr 223 km, tektonisch sind sie noch 7 km breiter und reichen bis Rimselrain im Norden. Von den sie im Norden und Süden begrenzenden grossen Ebenen ist die südliche Poebene um 500 m tiefer gelegen als die bayerische Hochebene. Die höchsten Erhebungen innerhalb der Alpen, die Hintertuxer Spitzen, liegen nicht in deren Mitte, sondern sind etwas in die nördliche Hälfte hereingeschoben. Sie ragen 3500 m über die Poebene und 3000 m über die bayerische Hochebene auf. Nach Norden reihen sich die Tarnthaler Köpfe mit 2800, das Karwendel mit 2500 und das Benedictengebirge mit 1800 m, nach Süden die Zillerthaler mit 3000, der Rosengarten mit 3000, die Lagoreikette mit 2500, Cima d'Asta mit 2850 und das Hochland der Sette Comuni mit 2100—1300 m an. Zwischen diesen Höhen liegen Vertiefungen, die bei Tölz 700, im Isarthal 750, im Innthal 550, im Pfitschthal 1400, im Rienzthal 700, bei Predazzo 1000, in der Val Sugana 350 und bei Bassano 100 m Meereshöhe haben.

Sowohl die Verbindungslinie aller höchsten als auch aller tiefsten Punkte bildet eine zwar nach aussen sich senkende, aber doch unregelmässig gekrümmte Curve. Die Durchschnittshöhe des Profiles entspricht rund 1800 m. Besonders auffällig ist die geringe Höhe der mittleren Zone und die Breite der südlicheu Kalkalpen.

Nach seinem geologischen Bau besteht unser Querschnitt aus einer Reihe von Schichtfalten, die in der Richtung von Nord nach Süd einander vorgelagert sind. Man zählt in den Nord-Alpen 3, in den Mittel-Alpen 4 und in den Süd-Alpen 3 Hauptfalten, die aber noch untergeordnete kleinere Falten und Fältelungen einschliessen. Keine dieser Falten ist aus zusammenhängend gebliebenen, bruchlosen Schichten geformt. Brüche trennen sie von einander und zerschneiden jede einzelne in eine Reihe von Bruchstücken. Auf diesen Bruchflächen haben Verwerfungen der einzelnen Gebirgskörper oder Schollen stattgefunden, wodurch die faltige Anordnung der Schichtlagen oft erheblich gestört und verdeckt worden ist.

1. Verwerfungen.

Es lassen sich verschiedene Verschiebungsarten unterscheiden:

1. Bei muldenförmigem Bau sind die beiderseitigen Flügel der Länge nach durchschnitten und auf den senkrecht stehenden Schnittflächen die äusseren Theile abgesunken. Die Seisser Mulde liefert hierfür



Fig. 79.
Mulde mit gehobenem Kern.

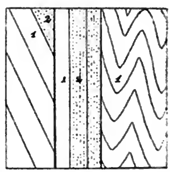


Fig. 80.
Muldenflügel wie bei Fig. 79, aber steil aufgerichtet.

ein gutes Beispiel. Es wiederholen sich von aussen herein mehrfach dieselben Schichtenreihen mit gleichsinnigem Einfallen bis zum Muldenkern, der gegenüber den Flügeln emporgehoben erscheint. (Fig. 79.)

Wenn die Mulde sehr eng zusammengepresst ist, stellen sich die abgesunkenen Flügel steiler, und es gibt dann Profile wie im Heilbrunner Graben am Zwiesel oder im Lainbach bei Benedictbeuern. (Fig. 80.) Offenbar sind hier die abgesunkenen Flügel ursprünglich auch erst flach

gelagert gewesen, dann aber durch nachträglichen Seitenschub aufgerichtet und zusammengepresst worden.

Die zu solchen Mulden gehörigen Sättel sind bei sehr flacher Entwickelung entweder ganz ungestört, wie z. B. der Rosengarten-Sattel, oder durch einen Längsbruch im First durchschnitten, wobei beide Hälften mehr oder weniger in vertikaler Richtung aneinander vorbei geschoben sind, wie dies z. B. der Sattel der Benedictenwand oder der Rappenspitz zeigt.

2. Ein besonderer Typus ist es, wenn im Sattelfirst die jüngsten Schichten, welche am höchsten liegen sollten, auf einer Spalte tief in die älteren Schichten eingebrochen sind. (Fig. 81.) In unserem Querschnitt haben wir zwar ein deutliches Beispiel hierfür nicht, aber in den Vilser Alpen kommen sie prächtig entwickelt vor, und sind seiner Zeit von mir beschrieben worden. Sie erklären sich durch Zerreissen des Sattels im First und Herabgleiten der hangenden Schichten in den klaftenden Spalt.

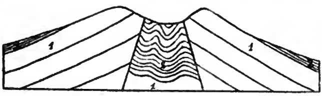


Fig. 81.
Sattel mit eingebrochenem First.



Fig. 82.
Mulde mit eingebrochenem Kern.

Durch fortgesetzte Wirkung des Seitendruckes können diese jüngeren weicheren Schichten dann verknittert und von beiden Seiten her überschoben werden.

3. Der Muldenkern ist zuweilen nicht gehoben, sondern in die gehobenen Aussenflügel eingesenkt worden (Fig. 82), wie dies die zwei Kreidemulden des Karwendels schön veranschaulichen und ebenso die Mulden des Kranzberges und des Wettersteinwaldes. (Fig. 35 u. 36 S. 127.)

4. Häufig fallen von einer saigeren Verwerfungskluft die Schichten antiklinal ab, so dass eine gewölbartige Umbiegung gar nicht mehr existirt. Solche Lagerung ist entstanden aus einem regelmässigen Sattel, der im First zerschnitten worden ist (Fig. 84), und nachdem die eine Seite gehoben worden war, einer weiteren seitlichen Zusammenpressung ausgesetzt wurde, welche die nach aussen convexen Schichten zu concaven umformte (Fig. 83). Hierhin gehören auch solche Lagerungsarten, wie sie zwischen dem Wetterstein und Krottenkopf vorkommen, wo eine ursprüngliche Antiklinale in eine Isoklinale durch Verschiebung auf einer saigeren Kluft umgewandelt worden ist. Die Schichten des gesunkenen Theiles wurden durch Horizontalschub immer steiler gestellt, bis sie die saigere

Stellung überschritten und sich der eigenen Schwere folgend von selbst umlegten, indem sie die dabei weichen Kössener Schichten im Muldenkern zusammendrückten (Fig. 85). Zu dieser Erklärung wird man nicht nur ihrer Einfachheit wegen geführt, sondern hauptsächlich deshalb, weil diese nach Norden überkippten Mulden im Streichen vielfach in ganz vertikale oder sogar synklinale Stellung übergehen, also noch Zwischen-

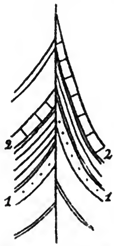


Fig. 83. Sattel, nach Verschiebung und gleichmässiger seitlicher Zusammenpressung seiner beiden Hälften.

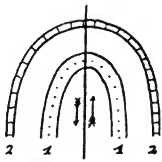


Fig. 84. Sattel vor Verschiebung seiner Hälften.

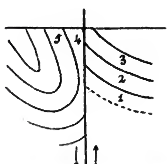


Fig. 85. Sattel nach Verschiebung und ungleichmässiger Zusammenpressung seiner Hälften.

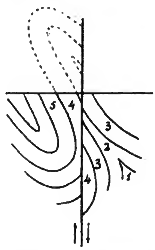


Fig. 86. Überkippter Sattel nach vertikaler Verschiebung beider Seiten und Abtragung des Sattelfirstes durch Erosion.

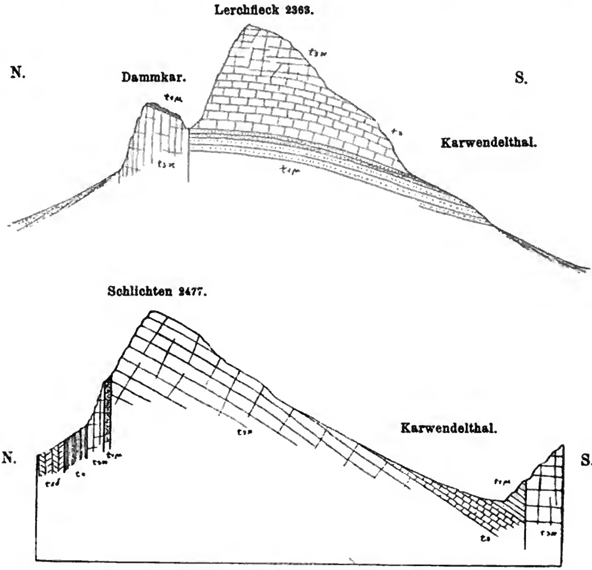
stadien des Vorganges erhalten sind. Verfolgt man z. B. die normale Mulde des Wettersteinwaldes (Fig. 35 u. 36) über den Kranzberg ins Karwendel hinein, so stellt sie sich alsbald ganz vertikal und kippt späterhin auf eine lange Erstreckung sogar völlig um. Auch die überkippte Mulde des Esterberges setzt sich in die normale Synklinale der Jachenau fort. Diese ist dort aber gegenüber dem südlichen Scharfreitergebirge entschieden abgesunken und so darf dies auch von der

Esterbergmulde gegenüber dem Wettersteingebirge erwartet werden. Für letzteren Fall könnte man vielleicht versucht sein anzunehmen, dass, wie die Fig. 86 veranschaulicht, ein überkippter Sattel beide Gebirgshälften früher verband, der durch eine Verwerfungsspalte durchschnitten wurde, wobei die Scholle auf der Nordseite nicht gesunken, sondern emporgehoben worden wäre. Es widerspräche dies aber durchaus der anderwärts beobachteten Bewegungsrichtung und setzt ausserdem einen hohen gewaltigen Luftsattel voraus, für dessen einstmalige Existenz gar keine Anhaltspunkte gegeben sind.

5. Von grosser Bedeutung sind die Verschiebungen auf flach geneigten streichenden Bruchflächen. Nur ein kleiner Theil folgt der bekannten Bergmannsregel, nach der der hangende Theil gesunken sein muss. Es sind das die durch den Bergbau erschlossenen geneigten Sprünge in der Molasse von Miesbach und Penzberg. (Fig. 21 u. 23 S. 101.) Die anderen sind alle echte Überschiebungen oder Wechsel, wobei der hangende Theil über den liegenden heraufgeschoben worden ist. Auf unseren Querschnitt fallen 5 solcher Überschiebungen, die alle nach Süden gerichtet sind, also auf einer nach Norden geneigten Schubfläche vor sich gingen. In den Nord-Alpen ist es die Überschiebung des Stanser Joches und des Tristkogels mit einer Neigung von 25—35°, in den centralen Alpen wahrscheinlich die Überschiebung der Glimmerschieferfalten über den Brixener Granit mit 70°, in den südlichen Alpen vor allem die Sugana-Überschiebung mit 20° Neigung, sodann die kleinen und steilen Überschiebungen in den Sette Comuni. Diese Art von Überschiebungen spielt in dem ganzen Alpen- und Juragebiet eine sehr wichtige Rolle. Der Schub ist aber durchaus nicht immer nach Süden gerichtet, sondern, besonders weiter im Westen, häufig auch nach Norden. Ich werde im Anhang darauf zurückkommen und zu zeigen versuchen, dass diese Erscheinung durch Annahme von Ausquetschungen oder Auswalzungen der Mittelschenkel in liegenden Falten nicht ausreichend erklärt werden kann.

6. Neben diesen Längsbrüchen treten noch eine grosse Anzahl anderer auf, die jene unter einem meist ziemlich grossen Winkel schneiden und deshalb als Querbrüche zu bezeichnen sind. Sie lassen sich meist sehr leicht als jünger wie die Faltungen und die Längsbrüche erkennen, denn sie durchschneiden sie und haben die einzelnen ursprünglich zusammenhängenden Theile in vertikaler und horizontaler Richtung um ein Erhebliches verschoben. Gewöhnlich stehen diese Bruchflächen steil, doch kommen auch entschieden geneigte darunter vor. Auf unserem Querschnitt konnten sie nicht zur Darstellung kommen, weil sie mit

demselben parallel verlaufen. Aber ihre richtige Erkenntniss ist von der allergrössten Wichtigkeit, da andernfalls das tektonische Verständniss der Alpen ganz unmöglich wird. Als die jüngsten Äusserungen der gebirgsbildenden Kräfte haben sie einen besonders bedeutenden Einfluss auf die heutige Topographie des Gebirges, die Richtung der fliessenden Ge-



$t_1\mu$ Myophorienschichten. t_2 Muschelkalk. t_3w Wettersteinkalk. t_4 Raibler Schichten. $t_5\delta$ Hauptdolomit.

Fig. 87 u. 88. Zwei Querschnitte durch die vordere Karwendelkette, zur Veranschaulichung der anormalen Lagerung der Myophorienschichten in Folge von praealpinen Dislocationen. 1 : 30 000.

wässer und die Entstehung der Seebecken genommen. Ihnen vor allem verdanken die alpinen Längsmulden ihre Entwässerung durch Querthäler und die Länge hoher Felsketten ist durch sie bestimmt worden. Ohne sie wären die Alpen ein unzugängliches und unwirthliches Gebiet. (Fig. 24 S. 105, Fig. 30—32 S. 115, Fig. 37—38 S. 129, Fig. 46 S. 141.)

7. Es gibt aber auch noch Brüche und Verwerfungen, die augen-

scheinlich älter als die Faltungen sind und die zugleich durch das Aussergewöhnliche ihrer Erscheinung auffallen. Auf den seltsamen Contact zwischen dem Schwazer Dolomit und dem bunten Sandstein bei Schwaz habe ich bereits aufmerksam gemacht. (S. 130—136.) Besonders merkwürdig sind aber gewisse Vorkommnisse, die ich 1888 aus dem Karwendel beschrieben habe. Hier sind älteste Schichten oft so sonderbar in viel jüngere hineingeschoben, dass man es aus Faltung allein nicht begreifen kann.

In der vorderen Karwendelkette am Schlichten (Fig. 88) liegen die Myophorienschichten in einer schmalen, stark brecciösen Zone im Wettersteinkalk eingeschlossen, der beiderseits von ihnen abfällt, und einen zerbrochenen Sattel zu bilden scheint, auf dessen First ältestes Gebirge hervorgepresst worden ist. Dem ist aber in Wirklichkeit keineswegs so, denn der Wettersteinkalk des Schlichten ist überkippt, so dass im Süden Muschelkalk und Myophorienschichten über ihm liegen. Eine einfache Faltung kann, selbst wenn man nachträgliche Einbrüche oder Hebungen auf Spalten zu Hilfe nehmen wollte, so etwas nicht erzeugen. Ebenso auffallend ist die Lagerung der Myophorienschichten auf den Schichtköpfen des Wettersteinkalkes beim Dammkar am Lerchfleck (Fig. 87), wobei die älteren Myophorienschichten nach Süden am Muschelkalk abstossen, so dass sie vollkommen von ihrem eigenen Lager abgetrennt und von dem jüngeren Wettersteinkalk und Muschelkalk getragen erscheinen. Da diese Verhältnisse sich ganz leicht erklären lassen, sobald man Verschiebungen vor der Faltung annimmt, so halte ich es für äusserst wahrscheinlich, dass solche auch wirklich hier stattgefunden haben. Von anderen Orten wissen wir es ohnehin sicher. So hat Mojsisovics vor Jahren berichtet, dass die Gosaukreide des Salzkammergutes Verwerfungsspalten überlagert, also jünger ist wie diese. In den Vilser Alpen habe ich dasselbe für das Cenoman gefunden. Da diese Verwerfungen nicht in die Kreide fortsetzen, so müssen sie älter sein als die Faltung, welche die Kreideschichten selbst später erfasst hat. Diese älteren Verwerfungsspalten sind von der nachfolgenden Faltung mit erfasst worden, ebenso wie die Schichtflächen selbst. Im Karwendel waren stellenweise Myophorienschichten in das höhere

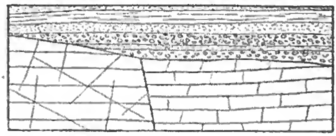


Fig. 89. Darstellung des durch praecenomane Verwerfungen gestörten Meeresgrundes des cenomanen Meeres am Weissensee bei Füssen. 1 : 37 500.

Niveau des Wettersteinkalkes gehoben gewesen, als die Faltung begann. Sie wurden mitgefaltet und liegen auch jetzt noch im Niveau des Wettersteinkalkes, aber so, als ob sie wirklich zu demselben gehörten. Wäre der Unterschied der Gesteinsbeschaffenheit nicht ein so auffallender, so würde man ohne Zweifel von diesen schmalen Bändern, welche sich in dem Wettersteinkalk auf der Nordseite der vorderen Karwendelkette hinziehen, noch heute nichts ahnen. Im Osten dieser Kette am Tristkogl und dem Stanser Joch hat man die Myophorienschichten für dem Wettersteinkalk normal aufgelagerte jüngere Sedimente so lange angesehen, als man die Versteinerungen, die sie einschliessen, nicht kannte. Die sattelförmige Aufbiegung hat die ältere Verwerfungsspalte dort auf ihrem Nordflügel mitgefaltet, so dass dieselbe jetzt beinahe mit den Schichtfugen parallel liegt und den Anschein einer normalen Überlagerung erwecken kann. Diese Überschiebung ist also nicht wie diejenige in den Süd-Alpen erst nach der Faltung entstanden, sondern aus einem älteren Bruch hervorgegangen, dessen Bruchfläche nur durch die Faltung wieder umgeformt resp. gebogen wurde, während die Verschiebung als solche schon lange vorher da war. Die überschiebenden Wirkungen, welche die spätere alpine Faltung im Karwendel begleiteten, waren alle nach Norden gerichtet und werden an den in dieser Richtung überkippten Mulden des Gütenberges und der Karwendelvorberge erkannt. Nur scheinbar steht damit die Stanser Überschiebung nach Süden im Widerspruch, denn sie ist eben viel älter und gehört anderen gebirgsbildenden Kräften an.

2. Das Alter der Faltungen.

Die Schichtfalten innerhalb unseres Gebietes sind sehr verschiedenen Alters. Als älteste Faltung tritt sehr deutlich die vorpermische hervor. In den Süd-Alpen ist der Untergrund des permischen Porphyrs und Grödner Sandsteines durchweg gefaltet und zugleich transversal geschiefert. Das Perm liegt übergreifend den Schieferköpfen auf. Seine Basis besteht aus archäischen Glimmerschiefern und palaeozoischen Thonschiefern.

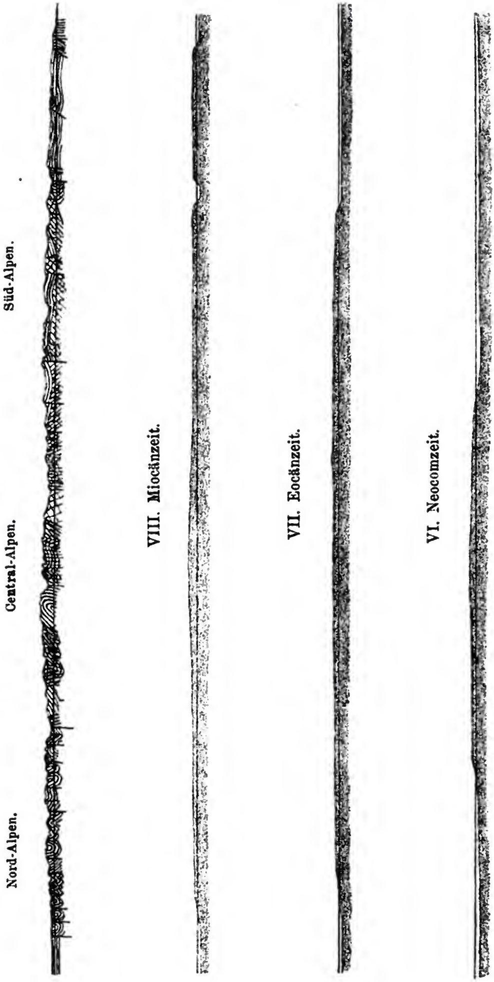
In den centralen Alpen sind die archäischen Schichtgesteine und die palaeozoischen Kalkschiefer und carbonischen Grauwacken ebenfalls alle gefaltet und häufig auch transversal geschiefert, aber es fehlt bis auf den Nordrand überall die permische Decke, so dass die Altersbestimmung dieser Faltung hier nicht so bestimmt wie im Süden ausfällt. Die obertriasischen Sedimente der Tarnthaler Köpfe, welche übergreifend auf den alten Schiefern ruhen, geben Gewissheit für eine vorausgehende, vortriasische oder alttriasische Faltung. Nur in den

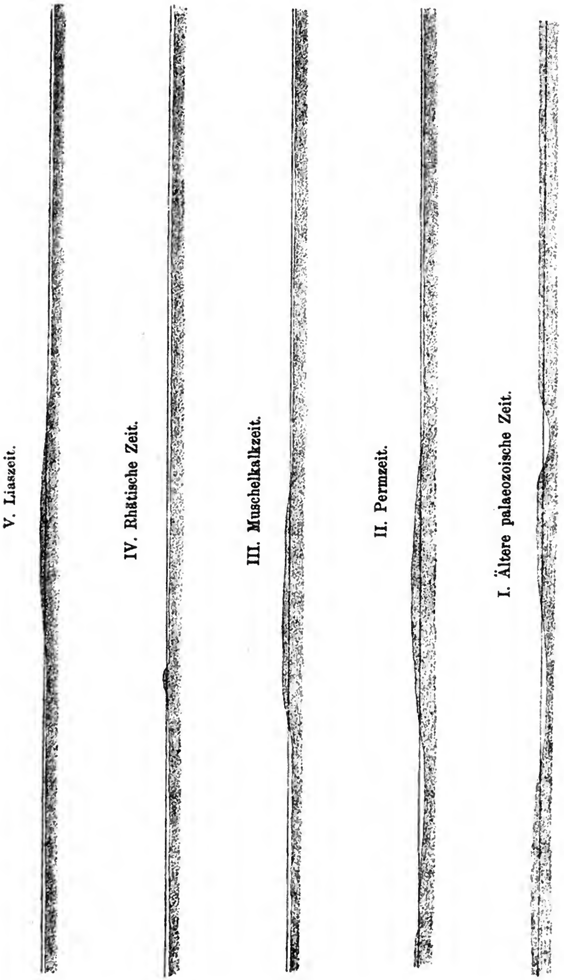
Zillerthaler Alpen ist die Trias jetzt so sehr in diese Faltung mit eingezogen, dass man dem dortigen Faltungsprocess ein jüngeres Alter oder wenigstens eine längere Dauer als im Süden und Norden geben muss.

Die nachpermischen Faltungen lassen sich überall mit Sicherheit als posttriasische bestimmen, sind aber grösstentheils sicher noch viel jünger, weil sie theilweise die Jura-, Kreide- und Tertiärsedimente mit erfasst haben. In den Zillerthaler Alpen sind noch triasische Gesteine gefaltet, jüngere fehlen überhaupt; in den Tuxer Alpen stellt sich noch der Lias ein und ist mitgefaltet, hier kann die Faltung nicht älter als postliasisch sein. In den südtiroler Alpen sind nach dieser Bestimmungsweise die Faltungen keinesfalls älter als postneocom, in den vicentinischen Alpen als posteocän, im Karwendel und im südlichen Benedictengebirge als postneocom, im nördlichen als postcenoman und posteocän. Die Faltung des Molasselandes im Norden wie im Süden der Alpen aber kann nur postmiocän oder ganz jungmiocän sein. Wollte man aus dem jugendlichen Alter der Molassefalten den Schluss ziehen, dass alle nachpermischen Faltungen innerhalb der Alpen ebenfalls erst in jung- oder nachmiocäner Zeit eingetreten wären, so hätte man zuerst zu beweisen, dass nirgends in unserem Alpengebiet Anzeigen örtlich beschränkter Faltungen vorhanden sind. Dieser Beweis kann aber nicht erbracht werden, denn dass vormiocäne Dislocationen wirklich eingetreten sind, lehren uns die bereits besprochenen Verwerfungen, insbesondere aber auch die allmähliche Verdrängung des Meeres aus dem Alpengebiet, welche nicht ohne Bewegungen des ehemaligen Meeresbodens selbst vor sich gegangen sein kann. Es ist nicht nur unwahrscheinlich, dass die jüngeren Meeressedimente alle auch in den inneren Alpentheilen regelmässig zum Absatz gekommen und nur der Erosion nachträglich zum Opfer gefallen sind, sondern es lässt sich für viele Fälle mit grosser Bestimmtheit das Gegentheil beweisen. Wir wollen diesen Gegenstand an der Hand der beistehenden 9 Profile näher erörtern, welche die Ausdehnung des Festlandes gegenüber dem Meere in verschiedenen geologischen Perioden zu zeigen bestimmt sind.

Profil I. In altpalaeozoischer Zeit zeigt uns die Verbreitung der Brenner Schiefer und der schwarzen Thonschiefer die Ausdehnung des Meeres an, welchem archäische Gesteine als Boden dienten. Es ist nicht nur möglich, sondern auch sehr wahrscheinlich, dass die Meeresräume zu schmal angegeben sind, denn es fehlen sicherlich heute in Folge späterer Abtragung ein Theil jener Meeressedimente. Dass aber wirklich Festland vorhanden war, geht aus der Discordanz und Trans-

Fig. 90.


IX. Gegenwart.
Süd-Alpen.
Central-Alpen.
Nord-Alpen.
VIII. Miocänzeit.
VII. Eocänzeit.
VI. Neocomzeit.



Verbreitung von Land und Meer im Gebiete des Querschnittes in voralpiner Zeit. 1 : 1 300 000.

gression der Brenner Schiefer über Glimmerschiefer und Gneiss hervor. In den Nord-Alpen nehme ich Festland an, da auch weiter nordwärts im bayerischen Waldgebirge und in Württemberg das Rothliegende unmittelbar auf archäischen Gesteinen liegt. In den Süd-Alpen ist zu viel verdeckt, um Sicherheit zu erlangen.

Profil II. Zur Permzeit hatte sich ein seichtes Meer über die Süd-Alpen ausgedehnt, aber das altpalaeozoische Zillerthaler Festland hatte nach Norden an Ausdehnung gewonnen und den grössten Theil der Tuxer Alpen an sich gezogen. Die Nord-Alpen zeigen auch jetzt noch keine Spuren von Meeresbedeckung und schliessen sich wahrscheinlich hierin an die süddeutschen Verhältnisse an.

Profil III. Zur Muschelkalkzeit bleibt das centrale Festland ziemlich unverändert, aber die Nord-Alpen tauchen ganz unter das Meer und auch das südalpine Meer hat sich gegenüber dem permischen bedeutend vertieft.

Profil IV. Am Ende der Triaszeit war das ganze Gebiet von dem rhätischen Meere bedeckt und höchstens in den Tuxer Alpen ragte noch eine kleine Insel daraus hervor. Bis dahin hatte sich die Meeresbedeckung beständig vergrössert, von nun an beginnt ein langsamer aber stetiger Rückzug desselben.

Profil V. Das Liasmeer im Norden und Süden lässt in der Mitte ein Land frei, das über die heutigen Grenzen der Zillerthaler Alpen noch etwas hinausging. Die Liasablagerungen der Tuxer Alpen mit ihren klastischen Bestandtheilen und ihrer Armuth an Versteinerungen, machen die Nähe der Küste wahrscheinlich, und wenn in Wirklichkeit dieselbe auch noch weiter nach Süden zurückgeschoben gewesen sein mag, als es unser Profil angibt, so war es doch jedenfalls ein ganz seichtes Wasser, das nur wenig Sedimente absetzte.

Profil VI. Zur Neocomzeit lagen die centralen Alpen bereits vollkommen trocken. Die Ufer des Neocom-Meeres müssen südlich und nördlich davon gesucht werden. Noch weiter hinaus sind sie zur Gault-, Cenoman- und Senonzeit gerückt.

Profil VII. Das Eocänmeer hat dann nur noch einen schmalen Rand der Alpen im Norden, einen breiteren bis zur Val Sugana reichenden im Süden bedeckt. Zeitweilig dürfte dieser Rückzug sogar noch grösser gewesen sein, denn es fehlen die untereocänen marinen Schichten fast völlig, so dass damals wohl das ganze Alpengebiet unseres Profiles trockenes Land war und erst in der mitteleocänen Periode vom Meer theilweise wieder zurückgewonnen wurde.

Profil VIII. Zur Miocänzeit endlich war das ganze heutige Alpengebiet unseres Querschnittes wieder Festland und das Meer bedeckte nur die Niederungen der oberitalienischen und oberbayerischen Ebene. Ausnahmsweise jedoch entsandte dasselbe einen schmalen Arm in das südliche Festland, da wo jetzt die Val Sugana liegt.

Es drängt sich fast unwillkürlich bei Betrachtung dieser 8 Profile der Gedanke auf, dass diese Veränderungen der Festlandmassen mit einer Hebung des Meeresspiegels bis zu Ende der Triaszeit und einer Senkung desselben bis in die Gegenwart in Verbindung gestanden haben könnten. Gleichwohl muss man sich hüten, hierin eine ausreichende Erklärung für jenen Wechsel zu sehen. Denn sobald man die Ergebnisse dieser Profile mit denjenigen benachbarter Gebiete vergleicht, so stimmen sie gar nicht mehr zu jener Erklärung. In den Schweizer Alpen z. B. macht sich eine Transgression bis zu Ende der Juraperiode deutlich bemerkbar, während sie hier schon mit der Trias aufhört, und in der Juraformation bereits in eine Regression übergeht. Dann macht sich die grosse mitteldeutsche Transgression der cenomanen Kreide hier in keiner Weise geltend. Will man also jene durch ein Steigen des Meeresspiegels erklären, so muss man in den Ost-Alpen eine energische lokale Hebung des Grundes annehmen, die an Grösse das Ansteigen des Meeres noch übertraf. In den Schweizer Alpen tritt ferner eine Transgression des Eocäns in der Weise ein, dass diese Sedimente, welche im Norden concordant auf der Kreide liegen, südwärts in die Alpen eindringend auch direkt auf Jura zu liegen kommen und zugleich eine deutliche Küstenfacies (mit Braunkohleneinlagerungen) aufweisen. Davon ist im Gebiete unseres Profiles nichts zu entdecken. Gemeinsam ist allerdings in beiden Gegenden die mangelhafte Entwickelung des unteren Eocäns, was auf zeitweilig starken Rückzug des Meeres hinweist. Aber bei dem erneuten Vorrücken desselben in der mitteleocänen Periode erreichte es in unserem Gebiete schon nicht mehr die Küsten des senonen Meeres, in den West-Alpen aber ging es sogar weit über dieselben hinaus. Die Transgression war dort also viel bedeutender und es lässt sich dieselbe nur dann aus einem Ansteigen des Meeresspiegels erklären, wenn man gleichzeitig eine Senkung des Bodens in der Schweiz oder eine Hebung in den Ost-Alpen zu Hilfe nimmt.

Aus alledem geht klar hervor, dass neben etwa thätigen, selbstständigen Schwankungen des Meeresspiegels von Anfang an auch Bewegungen in dem Meeresgrunde müssen wirksam gewesen sein, um den geschilderten Wechsel in der Vertheilung von Land und Meer zu er-

zeugen. Für das Ende dieses Wechsels werden sie ja auch allgemein anerkannt, weil die Faltungen und Verschiebungen der Sedimente auf Brüchen im Bau der Alpen unverkennbar zu Tage treten. Ebenso sicher ist man für die vorpermische Zeit. Denn dass die starken Faltungen der vorpermischen Gesteine zu Bewegungen der festen Erdkruste führen mussten, ist gar nicht in Abrede zu stellen. Zweifelhaft wird man nur für die Zwischenzeit. Trias, Jura und Neocom liegen da so regelmässig übereinander, trotz der allmählichen Abnahme ihres Verbreitungsgebietes, dass diese wohl als einfache Regressionserscheinung aufgefasst werden kann. Im Süden der Alpen nimmt auch die obere Kreide noch daran Theil. Es ist deshalb sehr unwahrscheinlich, dass lokale Dislocationen von grosser Bedeutung in den Zeitraum zwischen Trias und Neocom fallen. Dahingegen liegen im Norden der Alpen das Cenoman und die folgenden jüngeren Kreidestufen an vielen Orten discordant auf viel älteren Schichten, die schon damals aufgerichtet gewesen sein müssen, deren Dislocation also in die auf das Neocom folgende Zeit gefallen sein muss. In den Süd-Alpen ist davon noch nichts zu spüren. Erst nach der Kreide fand auf beiden Seiten gleichzeitig eine Trockenlegung statt. Das zurückkehrende Meer übte seine Erosionsthätigkeit in merklicher Weise im Süden auf den Scagliaschichten, die es wieder bedeckte, aus. Dazwischen ist keine Dislocation der Scaglia, die von Erheblichkeit wäre, eingetreten. Dasselbe gilt für den Norden, nur dass da Erosionsspuren in den oberen Kreidemergeln noch nicht entdeckt werden konnten. Aber ein Theil der oberen Kreideschichten hatte sich hier der erneuten Meeresbedeckung entzogen und es muss dies jedenfalls unterdessen erfolgten Hebungen auf Rechnung gestellt werden. Am deutlichsten treten Dislocationen zu Ende der Eocänzeit als bedingend für die Verbreitung des nachfolgenden Molassemeeres auf. Oligocäne marine Schichten sind im Norden über dem Eocän nicht mehr nachweisbar, statt dessen liegen sie ausserhalb des Verbreitungsgebietes derselben und führen sogar schon Bruchstücke derselben als klastisches Material. Im Süden ist diese Scheidung wahrscheinlich erst später eingetreten, geradeso übrigens wie auch im Norden der Schweizer Alpen. Hier liegt das Oligocän noch concordant auf dem Eocän und erst das Miocän nimmt die Lagerung an, die das mittlere Oligocän schon im Norden der Ost-Alpen hat. Es ergibt sich daraus, dass im Norden der Alpen die selbstständigen Dislocationen des festen Bodens nicht nur viel früher als im Süden, nämlich seit dem Gault, begonnen haben, sondern dass sie auch zu viel grösseren Störungen in der Anordnung der

Schichten geführt haben. Auch im heutigen Bau der Alpen, wie er in unserem Querschnitt zur Darstellung gelangt ist, macht sich dies schon auf den ersten Blick bemerkbar. Wie ruhig und einfach ist der Wellenschlag der südtiroler und vicentinischen Alpen verglichen mit demjenigen der Nord-Alpen.

Zugleich gibt uns dieser Unterschied ein Hilfsmittel in die Hand, um ältere und jüngere Dislocationen von einander zu unterscheiden. Denn im Süden sind wohl ziemlich alle Störungen miocän und pliocän, im Norden auch schon eocän und cretaceisch. Es ist aber sehr auffallend, dass die cretaceischen und eocänen Dislocationen zu sehr verwickelten Meeresküsten geführt haben. Da sind die tiefen engen Buchten der Gosaukreide, die z. Th. weit in das alpine Festland hereingriffen. Dann die steilen, mit grobem Gesteinsschutt umhüllten Ufer des cenomanen Meeres, die tiefen Eocän-Buchten von Reit im Winkel, zu denen auch diejenigen des Glarner Landes und des Prättigaus gestellt werden müssen. Alles das weist darauf hin, dass diese Dislocationen nicht auf regelmässig angeordneten langen Linien stattgefunden haben, wie dies die eigentlich alpinen Bewegungen charakterisirt. Die Faltungen im grossen Maassstab dürfen wir deshalb entschieden als jünger betrachten. Hierzu gehören vielleicht schon diejenigen, welche der Molassebildung vorausgingen und die, wie wir gesehen haben, im Norden der Alpen erheblich früher als im Süden ihren Anfang nehmen. Diese Dislocationen haben zu einer Festlandbildung geführt, welche annähernd mit den heutigen Grenzen der Alpen zusammenfällt, ausgenommen schmale randliche Partien, die bereits erwähnt worden sind. Zur Molassezeit erstreckten sich Thäler von den centralen Alpen bis an deren Nordrand und auf ihnen wanderten archäische Gneisse und Hornblendeschiefer ins nördliche Molassemeer. Seither haben sich die Thalsysteme völlig geändert und auch von den Alluvionen, die diese älteren Thäler ausgefüllt haben müssen, ist, wie es scheint, nichts mehr erhalten geblieben, wenn man nicht etwa die sog. Höttinger Breccie dafür ansehen will. Es müssen also die Dislocationen in den Alpen zur Pliocänseit sehr bedeutend gewesen sein, um alle diese Spuren so gänzlich auslöschen zu können, und in diese Periode haben wir darum die eigentliche Entstehung dieses Gebirges zu verlegen. Es ergibt sich aber, wenn man die pliocänen Faltungen als die eigentlich alpinen nimmt, in anderer Beziehung ein sehr unerwartetes Resultat. Diese Faltungen setzen sich nämlich ganz continuirlich im Norden der Alpen noch eine Strecke weit in das subalpine Gebiet fort und reichen in der Schweiz

sogar bis in den sog. Kettenjura. Ihre nördlichste Grenze hat einen beinahe genau ostwestlichen Verlauf. In den österreichischen Alpen fällt sie mit der orographischen Grenze der Alpen zusammen, durch Bayern hindurch entfernt sie sich langsam davon, streicht über Rimselrain unseres Profiles zum Bodensee und setzt sich nördlich vom Lägern in die Grenze zwischen Tafel und Kettenjura fort. Nach ihrem Bau gehören die sog. schweizerische Hochebene und der Kettenjura zu den Alpen. Wenn sie sich orographisch auch noch so deutlich von einander zu unterscheiden scheinen, so ist ihre Zusammengehörigkeit doch ebenso gut begründet, als etwa diejenige der Karawanken mit den Tauern. Sie sind gleichzeitig von denselben Kräften erzeugt worden, und ihre heutige Verschiedenartigkeit beruht nur auf derjenigen ihrer Vorgeschichte. Das Material war anderes, aus dem der Jura, die schweizerische Hochebene und die Alpen aufgebaut wurden, aber wenn man sie danach etwa von einander trennen wollte, würden neue Schwierigkeiten entstehen, denn man müsste alsdann den Rigi, den grössten Theil der Emmenthaler Alpen, den Pfänder bei Bregenz und vieles andere auf gewaltsame Weise von den Alpen losreissen und zur Ebene rechnen. Der Bau des Kettenjuras und des schweizerischen Molasselandes ist wie der der Alpen: Falte reiht sich an Falte, Brüche durchschneiden sie und haben einzelne Schollen gehoben und gesenkt oder überschoben. Im Molasseland verflachen sich die Falten und dies bedingt den flacheren Charakter dieses Landes, aber im Süd-Westen ändert sich dies, die hohen Falten des Juras treten dicht an die der Alpen heran und Niemand weiss eine natürliche Scheide beider Gebirge im Süden von Genf anzugeben.

3. Entstehung der Faltungen.

Wenn man die gefalteten Schichten, so weit sie auf dem Querschnitt auf Grund wirklicher Beobachtungen eingezeichnet sind, in Gedanken wieder in eine Ebene ausbreitet, so bemerkt man, dass sie einen viel grösseren Platz einnehmen, als ihn die Alpen gewähren. Diese Erfahrung ist nicht neu, und seitdem man sie gemacht hat, ist man allmählich ganz davon zurückgekommen, die Falten, wie auch die Gebirge selbst, durch das Empordringen plutonischer Massen zu erklären, welche die Sedimente über langen Spalten emporhoben und sie auf beiden Seiten sattelförmig sich niederbiegen liessen. Die plutonischen granitischen Stöcke, welche in den Alpen wirklich vorkommen und auch im Querschnitt dargestellt sind, haben sich ausserdem als älter

wie die Faltungen erwiesen, und die viel vermögenden Porphyre und Melaphyre haben sich als sehr viel ältere Ergussgesteine herausgestellt.

Sucht man messbare Grössen zu gewinnen, so kann man das an unserem Querschnitt leicht erreichen, wenn man unsere früheren Auseinandersetzungen berücksichtigt und in bescheidener Weise die Abtragungen durch Erosion in Rechnung zieht. Ich erhielt so folgende Zahlen:

	In Kilometern			Verkürzung in %
	Jetzige Breite	Ausgeglichen	Verkürzung	
Nord-Alpen und gefaltetes Molasseland	52	74,5	22,5	30
Tuxer Alpen	40	48	8	17
Zillerthaler Alpen	18	28	10	36
Südtiroler Alpen	80	86	6	7
Vicentinische Alpen	32	35	3	9
Gesammt-Alpen	222	271,5	49,5	18

Danach hätten sich die Alpen in Folge ihrer Faltung auf ungefähr vier Fünftel ihrer ursprünglichen Breite zusammengezogen. Indessen würde dieser Bruchtheil wohl kleiner werden, wenn wir in den Süd- und Nord-Alpen das Grundgebirge des Perms kennten, das höchst wahrscheinlich viel bedeutendere Faltungen aufzuweisen hat. Wenn wir hingegen den Zusammenschub kennen lernen wollen, den die alpine Hebung mit sich brachte, dann müssen wir alle voralpinen Faltungen ausser Acht lassen. Zu diesen gehören aber die der centralen Alpen, soweit sie aus dem alten Schiefergebirge berechnet sind. Es ist ferner sehr wahrscheinlich, dass auch die Faltung der Trias in den Tuxer Alpen und die von Teller beschriebene, in der Fortsetzung der Zillerthaler Alpen liegende, schon praealpin ist. Denn damit die miocänen Flüsse krystallinische Schiefer in das Molassemeer führen konnten, musste die Triasdecke schon aus den centralen Alpen theilweise entfernt und dieser Gebirgstheil überhaupt schon so weit in die Höhe gehoben sein, dass nachträglich eine Faltung durch seitlichen Druck nicht mehr darin entstehen, sondern höchstens noch gewisse später zu besprechende Umformungen eintreten konnten. Es ist aber, abgesehen davon, auch schon wegen der Form dieser Triasablagerungen in den centralen Alpen sehr wahrscheinlich, dass ihre Dislocation eine praealpine

war, denn die tektonischen Züge derselben sind nicht in Linien parallel zu den alpinen Ketten angeordnet. In den Tuxer Alpen liegen sie als kleine Mulden in den alten Schiefern eingesenkt, aber auf der Westseite der Sill ändert sich das vollkommen und am Serlos und Tribulaun liegen die mächtigen Triasdolomite so flach und weithin ausgedehnt, dass die tektonische Verschiedenartigkeit der beiden Sill-Seiten nicht zu verkennen ist. Neuerdings ist allerdings Frech durch seine Untersuchungen des Stubaier Gebirges zu tektonischen Ergebnissen gelangt, die jene scheinbare Einfachheit in einen äusserst verwickelten Gebirgsbau umgestalten, aber selbst dann wird der Gegensatz der beiden Sillthalseiten nicht aufgehoben, sondern nur in umgekehrter Richtung noch verschärft.

Wenn wir also die Faltung der centralen Alpen als voralpin bei unserer Berechnung ausschalten, so erhalten wir folgende Grössen:

	In Kilometern			Verkürzung in %
	Jetzige Breite	Ausgeglichen	Verkürzung	
Nord-Alpen	52	74,5	22,5	30
Central-Alpen	58	58	0	0
Süd-Alpen	112	121	9	7
Gesammt-Alpen	222	253,5	31,5	12—13

Die Zusammenziehung beträgt also nur $\frac{1}{8}$ der ursprünglichen Breite. Dieses Ergebniss ist auffallend verschieden von dem, zu welchem Heim[1] seiner Zeit für die benachbarten Schweizer Alpen gekommen ist. Er hat dort für eine Breite der Nord- und Centralalpen von 82 km einen Zusammenschub von 76 km erhalten, was eine ursprüngliche Breite von 158 km und einen Zusammenschub von beinahe $\frac{1}{2}$ ergäbe. Für die ganze Breite der Alpen schloss er daraus auf einen Zusammenschub von (höchstens) 120 km, also auf einen beinahe vierfachen Betrag dessen, was unser Querschnitt lehrt.

Diese Verschiedenheit der Resultate beruht aber keineswegs auf einer entsprechenden Verschiedenartigkeit des alpinen Baues in der Schweiz, sondern auf einer, wie ich überzeugt bin, irrigen Auffassung des schweizerischen Alpenbaues. Für das Gebiet der sog. Glarner Doppelfalte verweise ich auf den Anhang und ich will deshalb hier nur im

[1] Mechanismus der Gebirgsbildung. Theil II. S. 213.

Allgemeinen hervorheben, dass Heim den Luftsätteln bei seiner Berechnung einen allzu grossen Einfluss gestattet hat. Er hält sie nach seinen Zeichnungen für etwas wirkliches, ehemals vorhanden Gewesenes. Da er Brüche und Schollenverschiebungen in seinem Gebiet nicht kennt, so muss früher alles einmal nach gerechten Falten zusammengehangen haben. Wo immer im Gebiet der centralen Alpen ein Kalkstein erhalten geblieben ist, der etwa als Jura angesprochen werden kann, da zieht er in weitem hohen Bogen über die Kämme der Gneiss- oder Glimmerschieferberge hinweg zu den Jurasedimenten der Kalkalpen eine Luftlinie und stellt bei der Ausglättung der Falten ihre Länge mit in Rechnung. Auch sind in seinen Augen diese Kalkreste in den centralen Alpen stets regelmässig eingefaltet, nicht etwa nur eingebrochen; und so gestaltet sich jeder solcher Rest unter seiner Feder zu einer Mulde, die mit dem nächsten solchen Rest wiederum durch eine hochgeschwungene Luftlinie in Verbindung gebracht wird. Daher kommen hauptsächlich die hohen Zahlen, die Heim bei Berechnung des Zusammenschubes erhielt und die ich als zuverlässig nicht anerkennen kann.

Die Alpenfaltung kann nur durch einen seitlichen Druck hervorgebracht sein, darüber ist wohl Jedermann einverstanden, und nur über die Herkunft dieses Druckes herrscht noch Unsicherheit. Sehen wir hiervon jedoch ab und betrachten wir nur die Möglichkeit der Wirkung dieses Druckes, so ergibt sich zunächst aus unserem Querschnitt, die zwar ganz selbstverständliche, bisher aber doch wohl noch nicht genügend berücksichtigte Thatsache, dass die Falten der Alpen da, wo wir sie jetzt sehen, nicht entstanden sein können. Sie liegen nämlich alle über einer Linie, die wir erhalten, wenn wir die nördliche Ebene mit der südlichen über die tiefen Längsthäler der Isar, des Innes und der Val Sugana verbinden. Bei solchen breiten, aber ganz isolirten Bergmassen kann eine Faltung nicht eintreten, da weder ein der Gewölbespannung ähnlicher Seitendruck darin entstehen, noch auch ein Abgleiten auf schiefer Ebene, wie es sich Reyer denkt, stattfinden kann. Will man den Seitendruck aus Spannungen in der Erdkruste



Fig. 91. Querschnitt durch Europa auf dem 10. Längengrad östl. Greenwich.

ableiten, so ist dazu eine Continuität derselben erforderlich. Alle Massen, die über dem Gewölbebogen liegen, sind nur eine todte Belastung desselben, und die Zusammenpressung, welche die einzelnen Theile des Gewölbes durch die Spannung erleiden, lassen die nur aufgelagerten Theile unberührt. Der beistehende Durchschnitt durch Europa vom Norwegischen bis zum Mittelländischen Meer auf dem 10. Grad östlich von Greenwich, also beinahe auf demjenigen unseres Querschnittes, zeigt uns den Meeresspiegel als gerade Linie. Würden alle Massen unter demselben fest sein und bis an sie heraufreichen, so gäbe uns diese Linie die obere Grenze des Gewölbedruckes in der Erdkruste an. Da diese Voraussetzung aber nicht zutrifft, die in den Meeresbecken vertiefte und auf den Continenten erhöhte Oberfläche des Festen vielmehr im Querschnitt eine sehr unregelmässige Linie gibt, so ist die

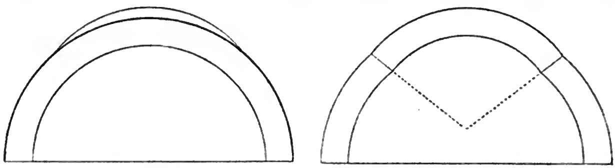


Fig. 92. Fig. 93.
Schematische Darstellung continentaler Erhöhungen auf der Erdkruste.

Vertheilung der Spannung selbstverständlich auch eine weniger regelmässige. Fasst man die Erdkruste als ein ringsum geschlossenes Kugelgewölbe auf, so erscheinen die Continente in dasselbe als Gewölbe mit kürzerem Radius eingeschaltet (Fig. 93) oder nur als aufgesetzte Massen (Fig. 92). In letzterem Falle wäre ein gebirgsbildender Seitendruck in den continentalen Massen erst in sehr grosser Tiefe, in Europa erst in einer solchen von 3000 m unter dem Meeresspiegel denkbar. Da dies unseren Erfahrungen in den Alpen widerspricht, so nehme ich an, dass die Continente Gewölbe mit kürzerem Radius sind. Die von dem tiefsten Meeresboden im Norden und Süden gezogene Curve, welche mit ihrer höchsten Krümmung den continentalen Boden eben berührt, aber nirgends überschreitet (Fig. 91), gibt uns dann den Gewölbebogen für diesen Meridian ungefähr an. Danach liegt die Spannung des Gewölbes unterhalb der Alpen heute mehr als 1000 m unter dem Meeresspiegel, sie kann aber in früheren Zeiten je nach Beschaffenheit der continentalen Massen höher oder tiefer gelegen haben. Wo die jüngsten Ablagerungen

gefaltet worden sind, müssen sie vorher unter der Gewölbecurve sich befunden haben. Dieser Fall wird bei Continenten am leichtesten und häufigsten da eintreten, wo das continentale an das Geoidgewölbe angrenzt. Wo Faltung unter starker todter Belastung eintritt, wird sie sich oberflächlich nicht als solche, sondern nur als Hebung oder Senkung, und wo sie grosse Gebiete umfasst, etwa als continentale Schwankung offenbaren. Aber es ist zu erwarten, dass starke Belastung die Faltung verhindert oder zurückhält, und dass die Spannung sich in Faltung hauptsächlich da äussert, wo Belastung fehlt, also die Gewölbecurve die Oberfläche berührt. Dies ist wiederum beim Übergang des continentalen in das Geoidgewölbe am ehesten der Fall, und da gerade dort auch, wie man wohl annehmen darf, der schwächste Punkt des zusammengesetzten Gewölbebaues liegt, so erscheint es sehr natürlich, dass dort die meisten und stärksten Faltungen entstehen. Die Lage der meisten grösseren Faltengebirge an gegenwärtigen oder ehemaligen Meeresküsten ist eine wohlbekannte Thatsache und stimmt mit unseren Annahmen vollkommen überein.

Wenn wir diese Folgerungen nun auch auf unser Profil der Alpen anwenden, so dürfen wir zunächst darauf hinweisen, dass zu Ende der Miocänzeit das Alpengebiet am Rande eines breiten Meeres lag, das sich von dem Inneren Tunesiens bis zur Donau ausdehnte und dort an den europäischen Continent angrenzte. Nahe der Küste ragte aus diesem Meere eine breite und lange Insel hervor, welche von den trocken gelegten eocänen bis archäischen Gebilden aufgebaut war und in ihrer Gestalt eine gewisse Ähnlichkeit mit den heutigen Alpen besass. Diese Insel hatte flache Ufer, erhob sich aber in ihrer Mitte am höchsten. Sie stellte eine todte Belastung des continentalen Gewölbes an seinem Übergang in das Geoidgewölbe dar. Die Faltung, die in der pliocänen Periode eintrat, konnte nur die miocänen Meeressedimente zu beiden Seiten dieser Insel und von dieser selbst nur die tieferen unter dem Niveau des miocänen Meeresbodens gelegenen Theile erfassen. Sie wurden in Sättel und Mulden zusammengepresst. Dies hatte aber zugleich eine Hebung des Meeresbodens im Gefolge, während im Gebiet der Alpen-Insel die oberen Massen als todte Last durch die in der Tiefe vor sich gehende Faltung aufstiegen.

In dem Maasse nun als die sich faltenden Schichten durch diese Hebung über die continentale Gewölbecurve herausgerückt wurden, hörte der seitliche Druck in ihnen auf und auch sie spielten fernerhin nur noch die Rolle einer todten Belastung. Hieraus erklärt sich jene auf-

fallende Erscheinung, dass unterhalb Tölz die sehr stark gefaltete oligocäne Molasse ganz unvermittelt an die obermiocäne, sehr weiche Süsswassermolasse angrenzt, welche noch horizontal liegt und selbst in geringer Entfernung von der gefalteten Molasse keine Spur irgend einer nennenswerthen Faltung zeigt. Wäre die oligocäne Molasse in ihrem heutigen Niveau zusammengepresst worden, so hätte das Widerlager der widerstandsunfähigen Süsswassermolasse ebenfalls Pressungen erfahren müssen. Auch die Falten der Süd- und Nordalpen sind auf diese Weise erst in ihre jetzige Höhe gelangt. Sie waren nur von einer geringen todten Last überdeckt, die gegenwärtig wohl zum grössten Theil der Erosion zum Opfer gefallen oder in den Falten versteckt ist, denen sie sich in ganz passiver Weise angepasst hat.

Die Zerreissungen der Sättel im First und das Einsinken jüngerer Sedimente in diese Firstspalten dürfte auf solche Anpassungen höherer Sedimentlagen an aktive Falten hinweisen. In den centralen Alpen war die Last wohl meist zu gross, die Falten konnten sich nicht frei genug entwickeln und bewirkten so nur Hebungen und Zerreissungen in dem aufliegenden Gebirge.

4. Entstehung der alpinen Verwerfungsspalten.

So lange die sich faltenden Gesteine unter dem gleichmässigen Gewölbedruck standen, konnten Zerreissungen und Verschiebungen auf grösseren Spalten nicht leicht entstehen. Erst durch die Heraushebung aus dem Gewölbe war hierzu Veranlassung gegeben. Wie die in einem Schraubstock eingezwängten plastischen Massen, oben herausgepresst, seitlich überquellen, so müssen auch die herausgepressten Schichtfalten die Neigung haben, nach der Richtung, aus welcher vorher der Druck wirksam war, auseinander zu weichen. Diese der Faltung entgegengesetzte Bewegung wird sich um so stärker fühlbar machen, je länger in der Tiefe die Zusammenpressung fortschreitet. In unserem Falle müssen die stehenden Falten sich an den Rändern der Alpen nach Norden, beziehungsweise nach Süden umzulegen die Neigung erhalten haben, wie wir das auch thatsächlich im Karwendel und in den vicentinischen Alpen sahen. Selbst in den centralen Alpen macht sie sich bemerkbar, wo am Nordrand der Tuxer Alpen Perm und Trias nach Norden überkippt ist, und am Südrand der Zillerthaler Alpen die Glimmerschieferfalten und nach Teller auch die Triasmulden nach Süden überkippt sind. Es ist diese Erscheinung aber weit verbreitet in den Alpen. Die stehenden Falten des Benedictengebirges sind im Westen

ebenfalls nach Norden umgestürzt und in ganz hervorragender Weise gilt dies für den Nordrand der Schweizer Alpen, wo übergekippte bis liegende, aber nach Norden geöffnete Mulden sehr häufig sind.

Durch dieses fächerartige Auseinandertreten der Falten wird die Entstehung von Zerreissungen in denselben sehr begünstigt. Dieselben werden eintreten müssen, sobald in Folge ungleicher Widerstandsfähigkeit oder Belastung während des andauernden Faltungsprozesses ein ungleichmässiger Nachschub von unten erfolgt. Auf den so entstehenden Längsrissen werden dann Verschiebungen eintreten, die, wo die Risse nach innen geneigt sind, sich als Überschiebungen, wo die Risse vertikal stehen, sich als einseitige Hebungen geltend machen. Doch werden auch die vertikalen Risse die Neigung haben, sich im weiteren Verlauf der Gebirgsbildung nach aussen umzulegen und zu Überschiebungsflächen zu werden. In unserem Querschnitt sind nach aussen gerichtete Überschiebungen nur in der südlichen Hälfte zu bemerken, in der nördlichen stehen die Verwerfungsspalten alle senkrecht, mit Ausnahme der nach innen gerichteten Überschiebung des Tristkogl, die aber, wie bereits erwähnt worden ist, wahrscheinlich zu den praealpinen Brüchen gehört, hier also nicht in Betracht kommt. Die saigere Stellung der Spalten in den Nord-Alpen findet vielleicht ihre Erklärung in der hohen Lage der bayerischen Hochebene, welche einem Überquellen der emporgepressten Massen hier einen längeren Widerstand entgegensetzte, als die 500 m tiefere oberitalienische Ebene. In der Schweiz treten hingegen die nach aussen gerichteten Überschiebungen oft in sehr grossartiger Weise hervor, wie das insbesondere in neuerer Zeit durch die Untersuchungen von Schardt nachgewiesen worden ist. Auch ist es schon seit langem bekannt, dass am Rande der Alpen das ältere Gebirge über die Molasse heraufgeschoben ist, und ebenso sind an der Nordgrenze der alpinen Faltung schon lange die gewaltigen Überschiebungen des Ketten- über den Tafeljura aufgefallen, die neuestens durch Mühlberg in vortrefflicher Weise erforscht worden sind. Eine sehr merkwürdige Ausnahme davon macht die ungeheure Überschiebung des älteren Gebirges über das Tertiär im Glarner-Land, welche dort umgekehrt nach Süden gerichtet ist. Wir werden diesen Fall im Anhang zu erklären versuchen.

Die Thatsache, dass bei stehenden Falten gewöhnlich die Muldenkerne auf Längsbrüchen in die Höhe gehoben sind und die zerbrochenen Satteltheile staffelförmig abgesunken, den Muldenkern kragenartig einschliessen, erklärt sich sehr einfach dadurch, dass die von unten

heraufpressende Gebirgsmasse ihre hebende Wirkung in erster Linie auf die tiefsten Theile der der Wirkungssphäre des seitlichen Druckes bereits entrückten Falten ausüben muss. Der Muldenkern wird am stärksten, der Sattel am schwächsten von unten in die Höhe geschoben, und es entsteht so durch Zerreissung jene staffelförmige Anordnung.

Die Neigung der emporgepressten Massen, seitlich auszuweichen, ruft eine horizontale Bewegung hervor, die vom Centrum der Alpen aus nach Norden und Süden gerichtet ist und die Überkippung der Falten, sowie die Überschiebungen erzeugt. Allein diese horizontale Bewegung kann keine überall gleichmässige sein, weil der Widerstand, den sie ausserhalb der Alpen findet, verschieden ist und weil die sich bewegenden Massen selbst in ihrem Volumen und ihrem inneren Bau sehr ungleich sind. Die verschiedene Intensität, welche diese Bewegung dadurch örtlich erhält, muss wiederum zu Zerreissungen der Massen, aber in einer zu der Bewegung ungefähr parallelen Richtung führen. So entstehen die Querbrüche und Querverwerfungen, die in so hervorragender Weise die Form der Alpen beherrschen. Für ihre Entstehung und Richtung ist vor allen Dingen die Incongruenz des praealpinen Festlandes mit dem alpinen Faltungsgebiete maassgebend.

Was hier festgestellt wurde, gilt übrigens nicht bloss für die Alpen, sondern für alle ähnlich beschaffenen Kettengebirge. Überall findet man in diesen neben den Schichtfalten Längs- und Querbrüche entwickelt, aber sie sind in den verschiedenen Gebirgen in verschiedenem Maasse entwickelt und wir dürfen dies zum Theil wenigstens auf den verschiedenen Grad der Emporpressung zurückführen, den die Gebirge erlangt haben. Nicht jedes Faltengebirge hat die Höhe und Grösse der Alpen erreicht, manche übertreffen es allerdings darin, aber von anderen ist es sehr wahrscheinlich, dass sie niemals so weit über den Meeresspiegel aufgeragt haben. Das niederrheinische Schiefergebirge z. B., dessen Hauptfaltung in die Zeit des unteren Rothliegenden fiel, wird schon von dem oberen Rothliegenden theilweise deckenförmig überzogen und diese Decke zieht sich während der folgenden Periode bis zur Kreidezeit herab, immer weiter und weiter über dasselbe hinauf. Hätte dieses Gebirge auch nur annähernd die Höhe der Alpen besessen, so wäre eine so rasche Abrasion desselben unmöglich gewesen.

Ähnliche Verhältnisse lassen sich auch für das vorpermische Schiefergebirge der Centralalpen vermuthen. Seine Entstehung hing zeitlich mit dem Schiefergebirge, welches den Untergrund des Schwarzwaldes, der Vogesen, des Odenwaldes, Spessarts, Thüringer Waldes, Erzgebirges und

rheinischen Schiefergebirges bildet, zusammen, und das vorpermische Gebirge der karnischen Alpen hat sich ihm wohl unmittelbar angeschlossen. Eine hervorragende Höhe wird es schwerlich oder doch nur an wenigen Stellen besessen haben, denn der grösste Theil wird schon wieder von den permischen Ablagerungen und dem *Bellerophon*-Meere bedeckt, und später dehnte sich das Triasmeer noch weiter darüber aus. Aber wir dürfen auch in diesem Schiefergebirge Längs- und Querbrüche erwarten, welche vorpermischen Alters und älter als die alpine Faltung sind. Vielleicht gehört die grosse Sillverwerfung hierher. Es ist jedoch der Nachweis dieser Störungen da, wo kein Bergbau betrieben wird, meist sehr schwer, da palaeontologisch fixirte Horizonte fehlen. Auch hat man wohl noch nicht genügend darauf Acht gegeben. Dass die schwarzen Thon- und Kieselschiefer bei Villnöss auf Brüchen in den Glimmerschiefer eingesunken sind, die ein höheres Alter als die Permdecke haben, ist zweifellos. Doch konnte ich in den weiten Schiefergebirgen der Tuxer Alpen keine Verwerfungen auffinden, deren vorpermisches Alter sich mit Sicherheit erweisen liesse.

5. Die transversale Schieferung.

Im Gebiete unseres Querschnittes zeigen die meisten vorpermischen Sedimente eine deutliche transversale Schieferung; in den jüngeren Gesteinen ist sie hingegen nur selten entwickelt. Die Entstehung der vorpermischen Schieferung fällt jedenfalls mit der bereits besprochenen vorpermischen Faltung zusammen. In den Süd-Alpen sind die Glimmerschiefer, Phyllite und palaeozoischen Schiefer mit einer Druckschieferung versehen, die, wenigstens in den nördlichen Theilen, wo sie genugsam der Beobachtung zugänglich ist, deutlich die Form eines halben umgekehrten Fächers angenommen hat. Die steilgestellten Schieferungsebenen hören aber vollkommen an der Liegendgrenze des Perms auf und setzen durchaus nicht über diese hinweg. Zugleich findet man Schiefergerölle im Perm mit deutlicher Schieferung, wodurch die vorausgehende Bildung der letzteren bewiesen ist. Weiter im Süden, wo am Cima d'Asta-Massiv die Schiefer von Neuem zu Tage treten, fallen sie nach Norden ein. Möglicherweise ist dieser Theil das Südende einer Fächerstellung, zu der die südfallende Schieferung bei Brixen das Nordende bildet. In der Mitte, unter dem Rosengarten und Latemar, wäre dann eine vertikale Schieferung zu erwarten. Für eine solche Vermuthung spricht der Umstand, dass die Entstehung der Schieferung aus der seitlichen Zusammenpressung des vorpermischen Gebirges ab-

geleitet werden kann. Es muss die Druckschieferung, wie das wohl allgemein anerkannt wird, senkrecht zur Druckrichtung, die sie erzeugt, stehen. Bei tangentialem Druck entsteht demnach vertikale Schieferung, in den höheren Gebirgstheilen aber, die durch Hebung seitlich überquellen, muss sich diese Schieferung zu beiden Seiten gerade so, wie die Falten selbst, nach aussen umlegen und eine Fächerstellung annehmen, genau so wie es Daubrée[1] experimentell nachgeahmt hat. Was aber die zu unserer Erklärung scheinbar im Widerspruch befindliche Steilstellung der Schiefer am Nordrande dieses grossen südalpinen Fächers betrifft, die dort das Bild eines umgekehrten halben Fächers hervorruft, so darf man in ihr wohl ein späteres Product der alpinen Hebung sehen. Denn es darf nicht vergessen werden, dass ja auch die vorpermische Druckschieferung später nochmals sehr wirksamen Druckkräften ausgesetzt und dabei wohl mehrfach umgeformt worden ist. Wenn nämlich, wie dies aus den früher besprochenen Gründen hervorgeht, in späterer Zeit von den erhöhten Centralalpen ein besonders starker seitlicher Druck nach aussen wirksam war, so ist es leicht begreiflich, dass die nach Süden geneigten Schiefer sich in der Nähe davon steiler, und wie dies nördlich von Brixen der Fall ist, wohl auch ganz saiger stellten.

In den Zillerthaler Alpen ist die Druckschieferung in ganz hervorragender Weise entwickelt. Der unmittelbare Zusammenhang mit derjenigen der Süd-Alpen wird durch das Dazwischentreten des Brixener Granitstockes unterbrochen. Im Norden stehen die Schieferungsflächen meist saiger und legen sich gegen Süden mehr und mehr um, so dass hier das Bild eines aufrechten aber halben Fächers entsteht. Es lässt sich noch nicht erweisen, ob diese Schieferung ebenfalls schon in vorpermischer Zeit entstanden ist, aber aus den Untersuchungen Teller's geht hervor, dass sie wahrscheinlich auch noch später in nachtriasischer Zeit sich fortentwickelte. Die Steilstellung im Norden, welche mit derjenigen bei Brixen verglichen werden kann, findet wie diese ihre Erklärung in dem überkippten Gewölbe der Tuxer Alpen. Es sieht so aus, als ob der erst ganz geöffnete Fächer durch seitlichen Druck von Norden her zur Hälfte geschlossen worden wäre. Minder ausgesprochen ist die transversale Schieferung in den Tuxer Alpen. Die Gneisse der Hintertuxer Kette zeigen überhaupt in ihren tieferen Lagen gar keine Schieferung und in den höheren Theilen und den aufliegenden Glimmerschiefern scheint sie durchweg mit der Schichtung zusammen zu fallen. Auch in der Phyllit-

[1] Études synthétiques de Géologie expérimentale. 1879. S. 438.

region ist sie nicht eigentlich transversal, sie geht im Grossen mit dem Streichen und Fallen des Phyllites parallel, aber dadurch, dass die Schichten des letzteren im Kleinen gewöhnlich wellig gebogen bis dicht gefältelt sind, schneiden die Schieferungsflächen transversal hindurch und gehen, wo sie quarzitisch körnige Lagen dabei kreuzen, in eine feine parallele Klüftung über. Nur in der Mittelzone der Tuxer Alpen, wo die palaeozoischen Gesteine tief muldenförmig zwischen Gneiss und Phyllit eingesenkt sind, tritt die transversale Schieferung stärker hervor und erlangt eine so gleichmässige Richtung, dass der complicirte Faltenbau oft nicht mehr leicht zu erkennen ist. Hier tritt uns das Bild des aufrechten, aber ganzen Fächers entgegen. Die obere Trias der Tarnthaler Köpfe hat sich als jüngere Bildung auf den bereits geschieferten palaeozoischen

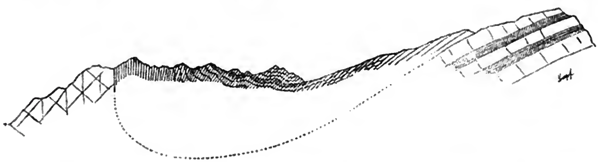


Fig. 94. Transversale Druckschieferung in einem mesozoischen Muldenkern der Tarnthaler Köpfe.

Schichten abgelagert. Aber gleichwohl haben auch diese Sedimente stellenweise eine transversale Schieferung angenommen, die jedoch keine Fortsetzung jener palaeozoischen ist. Zumeist sind die zwischen den dicken Dolomitbänken eingeschalteten thonigen Gesteine zur Bankung parallel geschiefert und nur, wo die höheren, vorherrschend thonigen Lagen in engere Mulden eingezwängt worden sind, dort hat sich die Schieferung in transversaler Richtung ausgezeichnet entwickelt (s. Fig. 94).

In den nördlichen Kalkalpen ist eine transversale Schieferung ebenso wenig vorhanden, als in den permischen bis tertiären Ablagerungen der Süd-Alpen. An ihre Stelle treten eine oft sehr engmaschige Klüftung und die Drucksuturen. Auch die der Schichtung parallele Schieferung ist nur selten entwickelt. Wenn auch manche Gesteine gewöhnlich kurzweg als Schiefer bezeichnet werden, wie die Wengener, Partnach-, Werfener, Aon- und Algäu-Schiefer, so handelt es sich dabei doch zumeist mehr um plattige und nur in Folge von Verwitterung schieferig zerfallende Gesteine als um echte Schiefer. Schiefer-

brüche sind nirgends angelegt, und stellen sich erst in den Gebieten transversaler Schieferung ein.

Wenn es also auch den Anschein hat, als ob die alpine Faltung die Entwickelung transversaler Schieferung entbehrt habe, so ist dies doch nicht richtig, denn in der Schweiz z. B. hat durch sie der Flysch der Glarner Alpen eine ebenso vollkommene Schieferung erhalten, wie die palaeozoischen Sedimente in vorpermischer Zeit. Man hat die Flyschschiefer dort in Folge dessen oft und noch bis in die neueste Zeit mit palaeozoischen Schiefern verwechselt. Dass die Schieferung in unserem Gebiete in den randlichen Alpen fehlt, mag darin seinen Grund haben, dass die Faltung unter zu geringer Belastung vor sich ging und die seitlich zusammengepressten Massen zu bald in die Höhe gehoben wurden, wodurch sie der Wirkung des Schieferung erzeugenden Druckes entzogen wurden.

6. Die Drucksuturen.

Als Drucksuturen habe ich[1] die eigenthümlichen unregelmässig gezackten, feinen, rothen, braunen, schwarzen oder grauen Adern bezeichnet, welche vorzugsweise in stark aufgerichteten Ablagerungen die Kalksteine, Mergel und Dolomite nach verschiedenen Richtungen durchsetzen. Sie spielen in den nördlichen und südlichen Kalkalpen eine wichtige Rolle. In den Nord-Alpen durchkreuzen sie sich meist in allen Richtungen und lassen keinerlei bestimmte Anordnung erkennen. In den vicentinischen Alpen aber begleiten sie oftmals die Schichtung oder sind wenigstens unter sich annähernd parallel angeordnet, so dass die Kalksteine der Jura- und Kreideformation danach in Platten gebrochen werden können. Diese Platten zeichnen sich aber von den gewöhnlichen Schichtplatten durch die ganz hervorragende Rauhigkeit ihrer Oberflächen aus. Kleine Zähne und Stacheln von Kalk

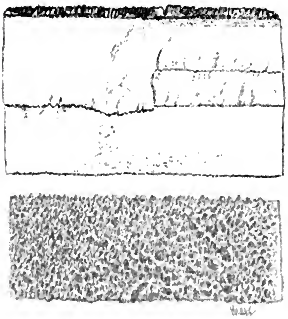


Fig. 95. Drucksuturen auf einer Bianconeplatte von Asiago, nat. Grösse.

[1] Geolog.-palaeontol. Monographie der Vilser Alpen. Palaeontographica. Bd. 33. S. 68. 1886.

ragen gerade auf und sind von einer dünnen Thonlage überdeckt, die je nach der Farbe des Kalksteines selbst roth, braun, schwarz oder grau gefärbt ist. Bei genauerem Zusehen bemerkt man leicht, dass diese rauhen Flächen, welche mit ihren Erhabenheiten so fest ineinandergreifen, wie die Zapfen einer Verzahnung, nicht wirklich parallel liegen, sondern sich häufig unter sehr spitzen Winkeln schneiden und auch durch senkrechte Flächen miteinander in Verbindung treten. Die Ähnlichkeit der rauhen Erhabenheiten mit echten Stylolithen ist nicht zu verkennen und ihre Entstehung ist darum ebenfalls wie bei diesen auf Druck zurückzuführen. Sie unterscheiden sich von den echten Stylolithen, wie sie Gümbel[1] 1882 beschrieben und erklärt hat, jedoch dadurch, dass sie nicht auf die Schichtgrenzen beschränkt und nicht schon vor der Verfestigung des Kalksedimentes entstanden sind. Ich kann deshalb Suess[2] durchaus nicht beistimmen, wenn er sagt: „Sie sind nicht durch Druck entstanden, wie vermuthet worden ist. Gelingt es, die Trennungsfläche bloss zu legen, so gewahrt man, dass es wahre Stylolithen-Bildung ist, d. h. dass zahlreiche Theilchen des oberen Sedimentes zapfenförmig in das untere eingesunken sind." Es scheint demnach, dass Suess die echten Stylolithen nicht für Druckerscheinungen hält, eine Auffassung, die schwerlich haltbar ist.

Die Flächen, mit denen Kalkgerölle, die ineinander gedrückt sind, sich berühren, haben in der Regel dieselbe Form wie die Drucksuturen. Sie verdanken gleichen Ursachen ihre Entstehung und für die Kalkgerölle ist es ganz sicher gestellt, dass chemische Auflösung der jetzt fehlenden Gerölltheile mit der Entstehung der Eindrücke Hand in Hand gegangen ist. Ein Gleiches darf deshalb auch für die Drucksuturen angenommen werden, nur ist die Feststellung von ehemals vorhandenen und jetzt verschwundenen Kalkmassen bei ihnen viel schwieriger als bei den Geröllen, die eine bestimmte regelmässige Form einstmals besessen haben müssen. Indessen haben wir zwei Anzeichen für die stattgehabte Kalkauflösung auch bei den Drucksuturen. Erstens sind sie stets mit einer thonigen Füllung versehen, welche als der unauflösliche Rückstand des Kalkes um so eher gelten darf, als an eine Einschwemmung desselben von oben oder unten bei der festen Verzahnung der Fugen nicht wohl gedacht werden kann. Zweitens kommen häufig bestimmt geformte Körper in dem Kalkstein vor, welche von solchen Suturen förmlich abgeschnitten sind, ohne dass der ihnen fehlende Theil auf

[1] Zeitschrift d. D. geol. Ges. 1882. S. 642.

[2] Antlitz der Erde. Bd. II. 1888. S. 335.

der anderen Seite der Sutur läge, während da, wo Gangspalten solche Körper schneiden, in der Regel der fehlende Theil auf der anderen Seite



Fig. 96.
Jurassischer Belemnit in rothem Kalkstein der Nord-Alpen, von zwei Suturflächen angefressen. (Etwas vergrössert.)

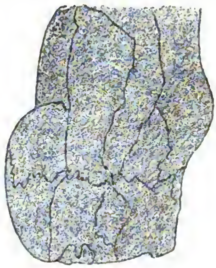


Fig. 97. Nat. Grösse.
Arietites rotiformis **aus dem unteren Lias vom Spitzberg bei Oberaudorf. Der radiale Schliff zeigt von zwei Umgängen die linksseitigen Wandungen. Auf dieser Seite ist das Gehäuse freigelegt und bestimmbar. Auf der rechten Seite hingegen ist in Folge zahlreicher Suturflächen von den Umrissen des Gehäuses nichts mehr zu sehen.**

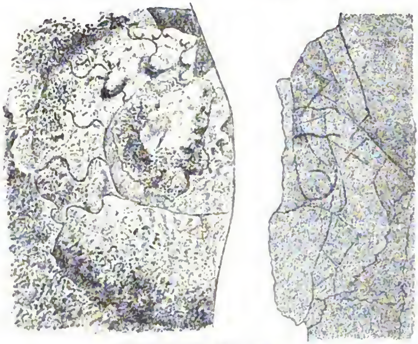


Fig. 98. $2/3$ nat. Grösse.
Ammonit in rothem tithonischen Kalkstein südlich vom Asiago; dieses Gestein bricht nach den Drucksuturen in dicken Platten mit rauher Oberfläche. Die äusseren Wandungen des Ammonitengehäuses sind durch die Suturen fast gänzlich weggefressen, die inneren Septen hingegen noch grösstentheils erhalten, was besonders gut auf dem rechts dargestellten queren Anschliff zu beobachten ist.

erhalten ist. Man kann an den jurassischen rothen Kalken der Sette Comuni leicht die Beobachtung machen, dass grosse Versteinerungen, wie

Ammoniten oder Belemniten, ganz wohl erhalten in dem Gestein liegen, aber da, wo sie von einer Drucksutur randlich getroffen werden, eine ungemein rauhe Oberfläche erhalten haben, die wie Corrosion aussieht und es in sofern auch ist, als auf der anderen Seite von dem fehlenden Ammoniten- oder Belemniten-Theil nichts mehr entdeckt werden kann. Es ist das für den Petrefacten-Sammler eine sehr unangenehme Thatsache, aber jeder erfahrene Sammler weiss es längst, dass in Kalken, die von unregelmässigen, thonigen, oft streifigen Klüften, d. h. von unseren Drucksuturen stark durchzogen sind, eine gute Ausbeute an Versteinerungen nicht zu erwarten ist. Wo die Juraformation (Lias bis Malm) in der sog. Adnether-Facies entwickelt ist, liegen häufig rothe thonige Häute in der Weise in dem Gestein vertheilt, dass sie unregelmässig knollige Kalksteinpartien umhüllen. In letzteren liegen oft sehr grosse Ammonitengehäuse, die aber, wo sie an die thonigen Lagen angrenzen, ihrer Schale beraubt sind und von den äusseren Ornamenten höchstens noch verwaschene Spuren zeigen. Diese thonigen Häute liegen annähernd parallel der Schichtung und besitzen nicht jene rauhen zackigen Oberflächen der bereits geschilderten stylolithenartigen Suturen, aber Rutschstreifen oder eine auffallende Glättung zeichnen sie aus. Die Versteinerungen, von dieser Hülle befreit, erscheinen wie solche, die lange an der Luft der Verwitterung ausgesetzt waren, trotzdem sie ganz frisch aus dem Felsen geschlagen sind. Diese Erscheinung ist durchaus nicht auf die Alpen beschränkt und erklärt sich am leichtesten durch die Annahme einer im Inneren des Gesteines vor sich gehenden chemischen Auflösung der einzelnen Kalkknollen und Lagen in ihren peripherischen Theilen. Wo zackige Drucksuturen ein grösseres Petrefact inmitten durchsetzen, liegt natürlich zu beiden Seiten derselben noch ein Theil davon erhalten, weil die Auflösungszone nicht breit genug war. Aber wo kleinere Petrefacten, wie Foraminiferen, Seeigelstacheln, kleine Muschelschalen und anderes, an solche Suturen auf einer Seite angrenzen, was besonders leicht in Dünnschliffen zu beobachten ist, fehlt fast regelmässig eine Fortsetzung auf der anderen Seite, während bei Gangspalten diese Fortsetzung sehr häufig wahrgenommen wird. Man muss wegen der Allgemeinheit dieser Erscheinung wohl darauf verzichten, als Erklärung anzunehmen, diese Petrefacten hätten zufällig ursprünglich nur bis zu dieser Sutur gereicht, ohne von ihr durchschnitten zu werden (Fig. 99 u. 100).

Wir haben es hier mit einem weit verbreiteten Vorgang zu thun, der von sehr hoher geologischer Bedeutung ist, und bisher noch immer

nicht die ihm gebührende Würdigung gefunden hat. Der Druck ist die erste Ursache, und kann, wie bei den echten Stylolithen, allein schon durch die Last der sich auflagernden Sedimente erzeugt werden. Aber in erhöhtem Maasse werden die gebirgsbildenden Kräfte Ursache

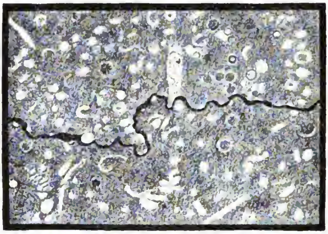


Fig. 99.

70fache Vergrösserung eines Dünnschliffes durch den tithonischen Kalkstein von Fig. 98. Die Foraminiferengehäuse und anderen Hartgebilde schneiden alle scharf an der tiefrothen Suturader ab.



Fig. 100.

28fache Vergrösserung einer Suturader im Bellerophon-Kalk Süd-Tirols. Keine der Gyroporellen-Röhren setzt über dieselbe hinüber.

davon, und es zeigt dann die unregelmässige Form der Suturen, die nicht mehr auf die Schichtflächen beschränkt bleiben, sondern diese und sich selbst unter den verschiedensten Winkeln kreuzen, diese veränderte Ursache an. Es ist eine durch mechanische Kräfte hervorgerufene chemische Veränderung der kalkigen Gesteine, die wegen

ihrer Allgemeinheit zu ungeheueren chemischen Auflösungen und Umsetzungen geführt haben muss.

7. Gesteinsumwandlungen.

Innerhalb des Gebietes unseres Querschnittes zeigen die Gesteine Metamorphosen verschiedener Art und verschiedenen Alters. Nach ihrer Art gehören sie zu dem Contact-, dem Gebirgs- und dem allgemeinen Metamorphismus.

a) Der Contactmetamorphismus.

Er spielt räumlich nur eine sehr untergeordnete Rolle und ist auf die nächste Umgebung der granitischen Stöcke der Zillerthaler Alpen, der Umgebung von Predazzo und des Cima d'Asta-Gebirges beschränkt. Die Contacterscheinungen bei Predazzo sind schon seit langem bekannt und betreffen triasische Sedimente, diejenigen am Cima d'Asta habe ich vor 3 Jahren aufgefunden, sie sind an den Phyllit gebunden; diejenigen um den Brixener Granit sind noch nicht genügend untersucht. Für uns sind sie deshalb von Wichtigkeit, weil damit das jungtriasische Alter der betreffenden Granite bestimmt werden kann: mit Sicherheit für den von Predazzo, mit Wahrscheinlichkeit für den von Cima d'Asta und Brixen. Wo Granite mit Glimmerschiefer und Gneiss in Berührung gekommen sind, machen sich keine Contactmetamorphosen bemerkbar. Beim Granit von Brixen, so weit er in unser Profil fällt, bleibt es ausserdem ungewiss, ob dieser Contact ein ursprünglicher ist oder ob er erst später durch Verschiebungen auf Verwerfungsspalten erzeugt wurde. Der Granit im Gneiss der Tuxer Alpen aber hat jedenfalls seine Lage zum Gneiss seit seiner Injection nicht verändert. LÖWL[1] hält den Brixener Granit, den er als Iffinger Zug bezeichnet, für ein intrusives, jedenfalls praecarbonisches Lager, das von der Schieferhülle gleichförmig überlagert wird. Das scheint mir jedoch nicht wahrscheinlich wegen der complicirten Faltung des Schiefers und dem nahen Herantreten der eingefalteten Triaskalke an den Granit bei Mauls. Jedenfalls fehlen alle Anzeichen einer gleichförmigen Lagerung in diesem Gebiete.

Es soll noch besonders hervorgehoben sein, dass die Contactgesteine selbst sich durchaus von den echten Gneissen und Glimmer-

[1] PETERMANN's Mittheilungen. Bd. 39. S. 112. 1893.

schiefern nicht nur unter dem Mikroskop, sondern schon im anstehenden Felsen leicht unterscheiden lassen.

b) Der Gebirgsmetamorphismus.

Unter Gebirgsmetamorphismus fasse ich alle diejenigen Gesteinsumwandlungen zusammen, die durch die Gebirgsbildung in den davon betroffenen Gesteinen hervorgerufen werden. Die Ursache desselben liegt also in der Thätigkeit derjenigen Kräfte, welche die Gebirge aufrichten, die Gesteine falten, zerbrechen und verschieben, und er ist deshalb auch auf die Gebirge selbst beschränkt, während der allgemeine Metamorphismus überall in der uns zugänglichen Erdkruste thätig ist und zeitlich keine Beschränkung hat, weil die ihn erzeugenden Kräfte: Schwerkraft, Wärme und Wassercirculation wohl Steigerungen und Schwächungen erfahren können, aber niemals ganz aufhören. Die Eruptionen hingegen, die den Contactmetamorphismus erzeugen, und die Gebirgsbildung stellen erfahrungsgemäss zeitlich begrenzte Vorgänge dar. Ich kann mich nicht entschliessen, einen der vielen schon im Gebrauch stehenden Namen, wie Dislocations-, Pressions-, Stauungs-, Frictions-, mechanischen, Dynamo-Metamorphismus, in Anwendung zu bringen, weil mit denselben theils ein viel zu enger, theils ein zu weiter Begriff verbunden ist. Nicht jede Dislocation ist Folge gebirgsbildender Kräfte. Wenn z. B. durch Auslaugung von Salzlagern in ganz horizontalen Sedimenten das Deckgebirge gesenkt wird, so ist das eine Dislocation, die zu Rissen im Gebirge und lokalen Verschiebungen führen kann. Wirksam ist dabei nur die auflösende Kraft des Bodenwassers und das Eigengewicht der Sedimente, von Gebirgsmetamorphismus kann dabei nicht die Rede sein. Noch viel allgemeiner ist der Name Dynamometamorphismus. Da, wie Zirkel[1] sehr treffend hervorgehoben hat, eine δύναμις ja bei jeder Metamorphose thätig sein muss, so liesse er sich auf jede anwenden. Ich habe gegen dies Wort auch phonetische Bedenken. Die anderen Bezeichnungen sind zu eng, denn es sind beim Gebirgsmetamorphismus nicht nur Pressionen, oder nur Stauungen oder nur Frictionen thätig. Es ist überhaupt gar nicht so leicht, die Kräfte genau zu definiren, die bei der Gebirgsbildung und den damit zusammenhängenden Gesteinsumwandlungen in Wirksamkeit treten, und es werden darüber voraussichtlich noch auf so lange Zeiten hinaus Meinungsverschiedenheiten herrschen, dass mir die neutrale Be-

[1] Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. Bd. 1. 1893. S. 604.

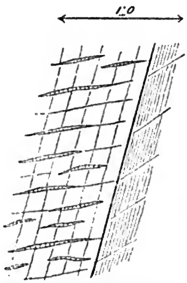
zeichnung Gebirgsmetamorphismus den Vorzug zu verdienen scheint, die ähnlich wie Contactmetamorphismus nur ein thatsächliches Verhältniss zum Ausdruck bringt. Ebenso beschränkt sich die Bezeichnung allgemeiner Metamorphismus auf Angabe des Wirksamkeitsgebietes, da der wirksamen Kräfte auch hier viel zu viele sind, um sie in Namen ausdrücken zu können. Ungefähr dürfte der normal metamorphism PRESTWICH's damit identisch sein, aber der Name, welcher das Vorhandensein auch abnormaler Umwandlungen voraussetzt, scheint mir nicht glücklich gewählt. Der allgemeine Metamorphismus wird oft in seiner Bedeutung unterschätzt, oder als auf die Wirkungen der Verwitterung und Zersetzung beschränkt gedacht. Aber es sind dabei auch Druckkräfte thätig, die aus dem Gewicht der Gesteinsmassen selbst und ihrer verschiedenen physikalischen Beschaffenheit hervorgehen. Sodann ist auch die in tieferen Lagen sich erhöhende Temperatur ein sehr wirksamer Factor.

Es ist recht schwer, die Wirkungen des allgemeinen und des Gebirgsmetamorphismus stets auseinander zu halten, weil die Gebiete des letzteren schon vor Beginn der Gebirgsbildung den Wirkungen des allgemeinen Metamorphismus ausgesetzt waren und nach Beendigung der Gebirgsbildung jenem wieder anheimfallen. ZIRKEL hat, wie mir scheint, mit vollem Recht auf diese Schwierigkeit in neuester Zeit besonders aufmerksam gemacht und davor gewarnt, in Gebieten einer starken Gebirgsbildung alle Umwandlungen der letzteren ohne weiteres zuzuschreiben.

Wenn wir es versuchen, die Gebirgsmetamorphosen, so weit sie im Gebiete unseres Alpendurchschnittes auftreten, festzustellen, so werden wir uns dieser Schwierigkeiten sofort bewusst, die noch dadurch erhöht werden, weil wir hier die Wirkungen der alpinen und der praealpinen Gebirgsbildungen auseinander zu halten haben.

Umformungen, die nur der Gebirgsbildung zugeschrieben werden können, sind die bereits erwähnten Drucksuturen und die transversale Schieferung, ebenso auch die Deformationen der Gerölle in der Nagelflue. Letztere kommt zwar auch als Folge des allgemeinen Metamorphismus vor, aber niemals in der gleichen Stärke und Häufigkeit. Das ist sehr natürlich, da ja bei beiden Arten des Metamorphismus stets dieselben chemischen und physikalischen Kräfte wirksam sind und nur in ihrer Stärke und Richtung wechseln. Ein Gleiches gilt von den Verzerrungen der Petrefacten, die in thonigen Gesteinen viel häufiger als in thonarmen sind, und die auch in ungestörten Sedimenten angetroffen werden. In den Alpen sind sie aber, besonders in den am

stärksten gefalteten Theilen, ungemein häufig, und die Richtung der Verzerrungen fällt nachweislich mit derjenigen der faltenden Kraft gewöhnlich zusammen, so dass sie als Ergebnisse des Gebirgsmetamorphismus zu gelten haben. Sind die festen Skelettheile oder Kalkschalen noch erhalten, so ist niemals eine wirkliche Verzerrung eingetreten, sondern das Ganze ist in viele Stücke zerbrochen und die einzelnen Stücke sind im Gestein verschoben und auseinander gerückt worden. Dieser Vorgang wiederholt sich im Grossen in allen festen Kalken und Dolomiten, die in weicheren Schiefer eingelagert sind (Fig. 101). In die Lücken ist nicht etwa die umgebende Gesteinsmasse eingepresst, sondern dieselben sind von Mineralausscheidungen, gewöhnlich von Calcit, ausgefüllt worden. Als besonders charakteristische Beispiele können angeführt werden: die so häufigen zerbrochenen Belemniten und die von Wettstein[1] genau beschriebenen Skelete der Glarner Fische. Häufig sind aber die Schalen aufgelöst und nur noch der innere und äussere Abdruck derselben erhalten. Solche Steinkerne und Abdrücke zeigen ganz gewöhnlich Verzerrungen, aber ohne sichtbare Brüche, weil sie wie das umgebende plastische Gestein selbst umgeformt worden sind. Es ist übrigens sehr beachtenswerth, dass, wenn schon solche Verzerrungen in dem Gebiet unseres Querschnittes nicht gerade selten sind, sie doch vielerorts fast gänzlich fehlen, selbst in thonigen Gesteinen, wie z. B. in den Cassianer Mergeln und insbesondere in den reineren Kalksteinen, wo sie fast durchweg fehlen und Deformationen nur durch Drucksuturen erzeugt werden. Auch in Bezug auf die Erhaltung der Schalen und Skelete zeigt sich eine grosse Mannigfaltigkeit. Bekannt ist die ausgezeichnete Erhaltung der Brachiopoden-Gehäuse in den Vilser Kalken, der perlmutterglänzenden Ammoniten-Gehäuse in den Raibler Schichten am Gschnir bei Hall, der ursprünglichen Farbenzeichnung auf Terebrateln des Muschelkalkes, trotzdem alle diese Ablagerungen starke Dislocationen durchgemacht haben. Die mikroskopische Structur ist dabei noch so gut erhalten



Kalkstein. Kalkschiefer.

Fig. 101. Brenner Schiefer bei den Kasern im Schmirnthal. Der Kalkstein ist in der Richtung der Schieferung gestreckt und auf Spalten auseinandergerissen, die wieder mit Kalkspath ausgeheilt sind.

[1] Abh. d. schweiz. palaeontol. Ges. Bd. 13. 1886. Fischfauna des tert. Glarner Schiefers. S. 37.

wie bei lebenden Gehäusen. An anderen Stellen hingegen hat eine Umkrystallisirung stattgefunden, so dass die Schalen nur noch aus einem körnigen Calcitaggregat bestehen, das mit demjenigen des umgebenden Gesteines oft eine so grosse Ähnlichkeit hat, dass ihre Unterscheidung von diesem nur noch bei verschiedener Färbung leicht fällt. Wo diese fehlt, gewahrt man besonders im Dünnschliff, dass die Grenze zwischen Petrefact und Umgebung gar nicht mehr scharf ist, dass Calcitkrystalle aus diesem in jenes ohne Unterbrechung übergehen und umgekehrt. Gleichwohl gelingt es auch dann noch häufig, die feinere Structur der Petrefacten, wie z. B. die Gitterstructur der Echinodermen, zu erkennen. Ungemein häufig ist aber auch das Petrefact selbst ganz aufgelöst und an seiner Stelle nur ein leerer Raum zurückgeblieben, wofern derselbe nicht nachträglich wieder mit irgend einer Mineralsubstanz ausgefüllt worden ist.. Wir sind jedoch durchaus nicht berechtigt, diese verschiedenen Erhaltungszustände direkt und ausschliesslich auf den Gebirgsmetamorphismus zurückzuführen, da dieselben auch in solchen Ablagerungen vorkommen, die von diesem gar noch nicht betroffen worden sind. Dahingegen müssen doch ihre allgemeine Verbreitung in den Alpen und manche Besonderheiten derselben wenigstens indirekt auf die Gebirgsbildung bezogen werden, weil durch diese die Sedimente in veränderte Verhältnisse gebracht worden sind, unter denen sich die chemischen Wirkungen des allgemeinen Metamorphismus wesentlich anders äussern mussten. Wenn z. B. die Versteinerungen des rhätischen Kalkes an den Tarnthaler Köpfen von zarten Glimmerhäutchen überzogen sind und auch in dem Kalkstein selbst winzige Muscovitblättchen in Menge eingestreut liegen und in den begleitenden Dolomiten sogar Albite eingesprengt und auf Drusen auskrystallisirt vorkommen, Bildungen, die in den weit verbreiteten rhätischen Ablagerungen der Nord-Alpen gänzlich fehlen, so ist man wohl gezwungen, diese Neubildungen darauf zurückzuführen, dass in Folge der Gebirgsbildung diese marinen Sedimente in den Centralalpen in die palaeozoischen und archäischen, an Silicaten reichen Schiefer eingefaltet worden sind. Sie kamen dadurch in das Niveau eines Grundwassers, das seine mineralischen Bestandtheile vorwiegend aus Zersetzungen von Silicaten bezog und das solche dann auch wieder in den von ihm durchfeuchteten Gesteinen zum Absatz brachte. Diese Erscheinung der Silicatausscheidungen in triasischen und jurassischen Sedimenten tritt überall in den Centralalpen auf, wo jene direkt in die krystallinischen Schiefer eingebrochen oder eingefaltet sind. In der Schweiz haben die in solchen Kalken

und Dolomiten ausgeschiedenen Glimmer, Granaten, Staurolithen u. s. w. schon längst die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt und zu den verschiedensten Deutungen Veranlassung gegeben. Wie viel davon während der Gebirgsbildung selbst zur Ausscheidung kam und wie viel sich erst nachträglich in Folge des allgemeinen Metamorphismus ausgeschieden hat, lässt sich gegenwärtig noch nicht feststellen, sicher aber wäre nichts davon ohne die vorausgehende Gebirgsbildung zu Stande gekommen und insofern dürfen wir die ganze Bildung auf Rechnung des Gebirgsmetamorphismus stellen.

Ebendahin gehört die Umwandlung der Braunkohle in Pechkohle innerhalb der stark gefalteten Molasse, sodann wenigstens theilweise die Rauhwackenbildung in den Myophorienschichten der unteren und in den Raibler Schichten der oberen Trias. Diese zelligen, porösen und brecciösen Rauhwacken sind an salz- und gypsführende Horizonte gebunden. Aber nur an einzelnen Stellen sind diese Salz- und Gypslager noch wirklich erhalten und werden dort z. Th. auch bergmännisch gewonnen. Öfters sind bloss noch Spuren davon erhalten, die dem Wild wohl bekannt sind, das sich dort sein Salz holt. Zumeist ist aber gar nichts mehr, insbesondere von dem Kochsalz, erhalten geblieben, dafür aber haben sich Hohlräume gebildet, die theilweise von Mineralneubildungen ausgefüllt worden sind, oder aber zu Einbrüchen geführt haben. Sohl- und Deckgebirge sind dadurch innerlich zerbrochen und in Breccien umgewandelt worden. Obwohl Auslaugung von Salzlagern auch Folge des allgemeinen Metamorphismus sein kann, so ist in unserem Theil der Alpen doch wohl der Gebirgsbildung der grössere Antheil zuzuschreiben, weil durch sie die an sich durch thonige Lagen geschützten Salzlager aufgerichtet, verschoben und zum Ausstrich gebracht worden sind, so dass die Wasser mit grösserer Leichtigkeit in denselben circuliren und die Salzlösungen wegführen konnten.

Besonders ausschliesslich sind dem Gebirgsmetamorphismus die Breccien zuzuschreiben, in welche so häufig die Kalkstein- und Dolomitablagerungen umgewandelt worden sind und für welche ebenfalls die Tarnthaler Köpfe ausgezeichnete Beispiele liefern. Auch der Hauptdolomit der Nord-Alpen ist davon in hervorragender Weise betroffen worden.

c. Der allgemeine Metamorphismus.

Es ist bereits zur Genüge auf die enge Verknüpfung dieses mit dem Gebirgsmetamorphismus hingewiesen worden. Die palaeozoischen

Brenner Schiefer z. B. mit ihren eingelagerten Kalksteinen und Dolomiten sind sehr stark umgewandelt, die klastischen Quarzkörner liegen in einem hochkrystallinischen Bindemittel von Calcit und Muscovit. Diese Gesteine sind ganz zerrissen von Gangspalten, in denen Milchquarz, Calcit, Dolomit, Eisenspath und zahlreiche andere Mineralien zur Ausscheidung gelangt sind. Wenn man auch aus dem Umstand, dass diese Schiefer zur Permzeit in die archäischen Schichten eingefaltet worden sind, die Einführung von Silicaten aus diesen in jene ableiten und der Thätigkeit des allgemeinen Metamorphismus zuschreiben kann, so möchte es doch sehr gewagt erscheinen, bei der Häufigkeit der Gangbildungen hierbei ganz von der Gebirgsbildung abzusehen. Eher hingegen dürfen wir letztere ausser Acht lassen, wenn wir die Entstehung des Dolomites erklären wollen. Leop. von Buch freilich suchte die Bildung der südtiroler Dolomite und der Alpen aus dem Empordringen der Augitporphyrite abzuleiten und brachte sie dadurch doch mit der Gebirgsbildung in Verbindung. Aber gegenwärtig ist dieser Standpunkt gänzlich aufgegeben. Die krystallinische Natur des Dolomites, das Fehlen von Versteinerungen oder ihre Erhaltung nur in mehr oder minder deutlichen Hohlkernen verweist uns auf ganz allgemein thätige chemische Wirkungen, die ausser- wie innerhalb der Gebirge sich entfaltet haben müssen und deshalb mit der Gebirgsbildung nichts zu thun haben können. Der ursprüngliche Absatz, aus dem die Dolomite hervorgegangen sind, muss eine chemische Beschaffenheit gehabt haben, die die Wirkung des allgemeinen Metamorphismus besonders begünstigte und geradezu hervorrief. Wir kennen dieselbe noch nicht, aber höchst wahrscheinlich spielen Sulfate und Chloride dabei eine wichtige Rolle, welche sich zwischen den Anhäufungen der kalkigen Thier- und Pflanzenreste aus dem Meereswasser ausgeschieden haben. In den trocken gelegten, zum grössten Theil in Dolomit umgewandelten, quartären Kalksedimenten des Rothen Meeres an den Sinaiküsten ist das Vorhandensein von Sulfaten und Chloriden nachgewiesen (s. S. 54). Temperaturen von über 100° haben allerdings nie in diesen Gesteinen geherrscht, aber dasselbe bestand und besteht auch nicht ausschliesslich nur aus Calciumcarbonat, Magnesiumsulfat und Chlormagnesium, womit Hoppe-Seyler[1] experimentirte, und so mögen hier noch andere chemische Verwandtschaften in Thätigkeit getreten sein, die erst erforscht werden müssen.

---

[1] Zeitschr. D. geol. Ges. Bd. 27. 1875. Über die Bildung von Dolomit.

8. Ursache der Gebirgshebung und Faltung.

Zwei Thatsachen von allgemeiner Bedeutung gehen aus unserem Querschnitt unzweifelhaft hervor: die Gesteinsmassen der Alpen sind bei Entstehung des Gebirges, wenn auch nicht absolut, so doch jedenfalls relativ gehoben worden und die Faltung, die sie erfahren haben, ist durch einen seitlichen Zusammenschub bewirkt worden. Es haben also in vertikaler und in horizontaler Richtung Kräfte gewirkt, die wir an ihren Wirkungen erkennen, deren eigentliche Natur aber verborgen geblieben ist, und von denen wir nur durch Vermuthungen eine bestimmtere Vorstellung gewinnen können. Eine solche Vermuthung, die sich gegenwärtig sehr allgemeiner Beliebtheit erfreut, ist die, dass das Erdinnere sich durch Abkühlung zusammenziehe, die starre Erdkruste dadurch hohl zu liegen komme und sobald sie sich nicht mehr nach Art eines Gewölbes selbst zu tragen im Stande sei, einstürze und dem schwindenden Erdkerne nachsinke. Wenn man diesem Gedankengang im Sinne von Suess weiter nachgeht, dann gibt es auf der Erde keine Hebungen, sondern nur Senkungen, Einbrüche. Die Continente sind die stehen gebliebenen Theile der zu weiten Erdkruste, die Oceane sind eingebrochen. Damit der Boden eines Meeres Festland werde, muss von der Erdkruste so viel weiter einstürzen, dass das Meereswasser in die dadurch entstandenen Vertiefungen abfliessen kann und der alte stehen gebliebene Meeresboden trocken gelegt wird. Auch die verschiedenen Höhenlagen der Continente sind durch Senkungen entstanden. Die Tiefebenen und das niedere Hügelland sind von der Höhe abgesunken, welche die Hochebenen und höchsten Gebirge noch einnehmen. Da diese letzteren zum grossen Theil aus marinen Sedimenten bestehen, so bezeichnen sie zugleich die Minimalhöhe eines früheren Meeresspiegels, unter welchem jene Sedimente abgelagert worden sind. Wenn also z. B. die eocäne Tafel der Tih-Wüste sich bis beinahe 1300 m über den heutigen Meeresspiegel erhebt, so muss derselbe zur Eocänzeit um mehr als 1300 m höher gelegen haben und der Erdradius sich seit dieser Zeit um wenigstens diesen Betrag vermindert haben. Noch früher lag der Meeresspiegel noch höher, und wenn jetzt häufig marine Seichtwasserablagerungen der Jura- oder Carbonformation beinahe auf den Meeresspiegel herabgehen, so beweist dies nur, dass sie seit ihrer Ablagerung um mehrere Tausend Meter in die Tiefe gesunken sind.

So viel Verlockendes eine solche Vorstellungsweise auch hat, so

stehen ihr doch zu erhebliche Bedenken entgegen, um sie ohne weiteres gelten lassen zu können.

Das Pliocän Süd-Italiens reicht am Aspromonte bis zu Höhen von 1200 m herauf. Man müsste also annehmen, dass der Meeresspiegel in dieser jüngsten Tertiärzeit noch so hoch gestanden habe, und dass unsere continentalen Massen sich grössten Theils um diesen Betrag seither dem Erdmittelpunkt genähert hätten. Das hätte für Heim allerdings nichts Befremdendes, denn er hat für die alpine Faltung eine ungefähre Verkürzung des Erdhalbmessers um 19 000 m herausgefunden, so dass man den miocänen Meeresspiegel um diesen Betrag erhöht zu denken hätte. Diese Berechnung geht zwar, worauf ich schon hingewiesen habe, von einigen falschen Voraussetzungen aus, aber wenn man auch nur den viel geringeren Zusammenschub von 28,5 statt 120 km auf die Contraction des Erdinneren zurückführen wollte, so erhielte man auch da schon eine Erdradiuskürzung von etwas über 4000 m. Die Frage ist aber, ob sich überhaupt das Erdinnere contrahirt oder wenigstens ob dies in so erheblicher Weise geschieht. Wenn dies nicht der Fall wäre, dann würde ja diese ganze Theorie der Gebirgsbildung gegenstandslos sein. Wir stossen bei derselben auf eine ganze Reihe von Annahmen, die über die Beschaffenheit des Erdinnern, die Wärmevertheilung, das specifische Gewicht der Massen, den Wärmeverlust der Erde u. s. w. gemacht werden, die aber vollkommen hypothetisch sind, und nicht sowohl die Contractionstheorie stützen, als vielmehr durch die Glaubwürdigkeit dieser selbst erst gestützt werden müssen. Es sind aber durch fortgesetzte und besonders in neuerer Zeit durch die Sterneck'schen Messungen geförderte, physikalische Untersuchungen Thatsachen festgestellt worden, die mit der Contractionstheorie nicht leicht in Einklang gebracht werden können. Die Schwerkraftbestimmungen, welche über Meeren, Continenten und Kettengebirgen ausgeführt worden sind, weisen nach den Berechnungen von Helmert[1] auf ein Massendefect unter den Hochgebirgen hin, wenn man von einer homogenen Beschaffenheit der Erdkruste ausgeht. Bei einer Dichtigkeit von 2,4 würde dieses Defect einer Masse von 1200 m Mächtigkeit unter den Alpen gleichkommen, und wahrscheinlich in einer Tiefe von bis 100 km liegen. Ebenso ist es wahrscheinlich, wenn auch noch nicht sicher nachgewiesen, dass gegenüber den Meeresräumen unter den Continenten ein in seiner Grösse aber noch ganz

[1] Die Schwerkraft im Hochgebirge. Veröffentlichungen des preuss. geodät. Institutes. Berlin 1890.

unbestimmtes Massendefect liegt. Da nun aber selbstverständlich solche Defecte nicht durch wirkliche Hohlräume hervorgebracht sein können, so wird man schliessen müssen, dass unter den Alpen eine hohe Zone von verhältnissmässig geringerem specifischen Gewicht, also geringerer Dichtigkeit als unter den Continenten existirt.

Die Contractionstheorie sollte aber das umgekehrte Ergebniss erwarten. Denn die seitliche Zusammenpressung der Falten in den Kettengebirgen musste bestrebt sein, die Massen nicht nur nach oben, sondern auch nach unten herauszupressen. Begegnete sie dabei von unten her einem stärkeren Gegendruck, so wandelte sich die ganze Bewegung in eine Richtung nach oben um, es konnte dann aber kein Hohlraum oder Gebiet geringeren specifischen Gewichtes entstehen. War hingegen der Gegendruck des Erdinneren zu gering, so musste die gepresste Erdkruste nach unten ebenso herausquellen, wie sie es thatsächlich nach oben gethan hat. Aber auch für diesen Fall ist nicht einzusehen, wie sich ein Massendefect unter dem Gebirge dadurch erzeugt haben sollte. Für die Continente oder wenigstens für die grösseren Tafelländer könnte allerdings die Contractionstheorie sehr leicht ein solches Defect construiren, weil nach ihr die Tafelländer, und in gewissem Sinn die Continente überhaupt, stehen gebliebene Horste sind, die wie ein flaches Gewölbe frei von den Widerlagern der angrenzenden, dem Erdinnern fest aufliegenden Erdkruste getragen werden. Es können danach diese Horste keinen vertikalen Druck auf das Erdinnere ausüben, und es wird deshalb unter ihnen ein Gebiet geringeren Druckes oder kleineren specifischen Gewichtes der Massen zu erwarten sein. Leider ist aber gerade für die Continente ein Massendefect in der Tiefe noch keineswegs sicher festgestellt worden. Die Kettengebirge hingegen können als solche frei sich tragende Gewölbe nicht aufgefasst werden, weil ihre Schichten nicht gewölbeartig auf den continentalen Rändern ruhen, sondern zu engen, häufig „todten“ und zerbrochenen Sätteln und Mulden zusammengestaut sind, die die Tragfähigkeit und gewölbeartige Spannung längst verloren haben.

Da also die Contractionstheorie die eigenthümliche Schwerkraftvertheilung nicht erklären kann, so wird man sich nach einer anderen Theorie umsehen müssen, die diese Erklärung zu geben im Stande ist und zugleich auch die Bildung der Continente und Kettengebirge zu deuten vermag.

Schon frühzeitig haben verschiedene Forscher die Vermuthung ausgesprochen, dass sich das Innere der Erde in Folge der Abkühlung

nicht zusammenziehe, sondern ausdehne, dass in einer bedeutenden Tiefe unter der Erdoberfläche die unter sehr hohem Druck stehenden Massen bei eintretender Erniedrigung ihrer hohen Temperatur und bei nachfolgender Erstarrung sich wie das Wasser und Wismuth unter dem geringeren Druck unserer Atmosphäre verhalten möchten. Die Ursache dieses verschiedenen Verhaltens suchte man aus der stärkeren Compressibilität der flüssigen gegenüber den festen Massen zu erklären. Diese Expansionstheorie[1] nun ist viel besser als die Contractionstheorie im Stande, säculare Hebungen und die vulkanischen Erscheinungen zu erklären, aber sie hat gleichwohl doch nie populär werden können, weil sie gewohnten Vorstellungen zu widersprechen und für den starken seitlichen Zusammenschub unserer Faltengebirge keine genügende Erklärung geben zu können scheint. Ganz vortrefflich erweist sie sich jedoch für die Deutung der Schwerkraftverminderung unter Continenten und Gebirgen geeignet. Wenn Abkühlung in grossen Tiefen der Erde Erstarrung und Ausdehnung zugleich erzeugt, so wird durch die Ausdehnung auch Hebung und ein specifisch geringeres Gewicht der sich ausdehnenden Massen bedingt. Wenn also Continente und Gebirge gehobene Gebiete sind, so muss unter ihnen in bedeutender Tiefe ein Massendefect vorhanden sein.

Unter diesen Umständen erscheint es wohl der Mühe werth, die Expansionstheorie auch auf ihre Leistungsfähigkeit in Bezug auf die Gebirgsbildung zu prüfen.

In Fig. 102 ist die Erde, der Einfachheit wegen als Kugel gedacht, im Querschnitt dargestellt und in drei concentrische Zonen zerlegt, von denen die äussere die „starre“ Erdkruste vorstellt, in der sich die Massen in demjenigen physikalischen Zustande befinden, der uns bekannt ist. Die innere Zone gibt die Verbreitung der Massen, für deren Zustand uns Vorstellung und Worte fehlen, den man aber als zähflüssig oder gluthflüssig bezeichnen kann. Die mittlere Zone liegt dort, wo durch langsame Abkühlung der gluthflüssige in den starren Zustand übergeht und nach der Expansionstheorie die Massen sich dabei ausdehnen. In ihr muss dadurch ein Druck entstehen, der in radialer und tangentialer Richtung zu Bewegungen führen kann.

[1] Die Depositionstheorie Hutton's und Dutton's ist auf die Alpen nicht anwendbar, weil deren Entstehung eine starke Sedimentbildung überhaupt gar nicht vorausgegangen ist. Ebenso wenig kann Reyer's Gleittheorie in Betracht kommen, weil die Alpen schon vor ihrer Faltung und Hebung zum grossen Theil Festland waren

Der radialen oder vertikalen Richtung wirkt die Last der äusseren Zone entgegen und es kann nur nach Überwindung derselben zu Hebungen kommen. Der tangentiale Druck müsste ganz wirkungslos bleiben, wenn die Zone vollkommen homogen beschaffen wäre. Sobald jedoch an einer Stelle eine Schwächung eintritt, so wird dort die Masse zu-

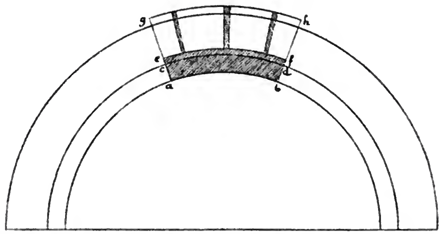


Fig. 102. Entstehung von Continenten und Eruptiv-Stöcken in denselben durch Ausdehnung in einem Theile der Erstarrungszone.

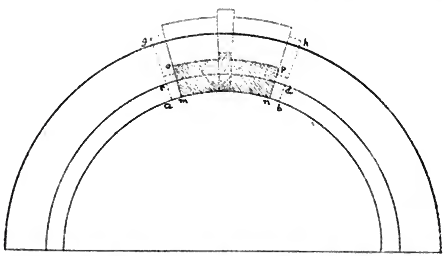


Fig. 103. Entstehung von Hochgebirgen auf diesem Continente durch nachfolgende Ausdehnung der ganzen Erstarrungszone.

sammengepresst und zugleich in die Höhe getrieben. Der ganze tangentiale Druck kann sich dann an solcher Stelle concentriren und zu Hebungen der oberen Zone führen.

Solche lokale Schwächung der mittleren Zone kann eintreten, wenn z. B. der Wärmeverlust sich irgendwo stärker geltend gemacht hat, als in den übrigen Theilen der Zone, woraus lokal stärkere Ausdehnung und stärkerer Druck, zugleich aber auch geringere Dichtigkeit der Masse hervorgeht. Hier wird also zuerst Hebung eintreten müssen.

Wenn in Fig. 102 die Masse *abcd* sich ausdehnt zur Masse *abef*, so muss dann die Masse in *abcd* specifisch leichter geworden sein, als im übrigen Theil der mittleren Zone. Zugleich wird die Masse *cdgh* dadurch in die Höhe gehoben und seitlich gelockert, so dass die comprimirten Massen der Tiefe in den entstehenden Rissen stock- und gangförmig empordringen und auch oberflächlich überfliessen können. So erklärt Fig. 102 die Entstehung der Continente oder Tafelländer, der granitischen Stöcke und vulkanischen Eruptionen.

Fig. 103 veranschaulicht die Wirkung, welche die nachfolgende Ausdehnung der ganzen mittleren Zone auf den continentalen Theil *abcd* ausüben muss und wodurch derselbe, weil bereits specifisch leichter geworden, auf den Raum *mnop* zusammengepresst wird. Auch jetzt wieder wird der entsprechende Theil der äusseren Kruste (*cdgh*) als todte Last emporgehoben, aber nicht mehr seitlich gelockert, weil seine Basis sich zusammenzieht und zugleich von der Seite her die angrenzenden Krustenmassen, von ihrer sich ausdehnenden Unterlage geschleppt, gegen ihn vorrücken. So entsteht auch in diesem Theil eine tangentiale Pressung und in den oberen Theilen, die nur noch eine geringe Belastung haben, eine Neigung, die Spannung durch Faltenbildung auszugleichen.

Dieser Ausgleich wird am ehesten und am stärksten da eintreten, wo der continentale Theil etwa besonders schwache Stellen hat. Fig. 103 nimmt an, dass in einem mittleren Theil durch stärkeren Wärmeverlust eine solche Stelle gegeben sei. Es wird dieselbe dann gegenüber dem Continent etwa dieselbe Rolle spielen, wie vorher der ganze continentale Theil der mittleren Zone gegenüber der ganzen Erde. Auf sie werden sich Hebungen und Faltungen concentriren und dadurch scharf umgrenzte Kettengebirge entstehen, unter denen das Massendefect verhältnissmässig noch grösser ist als unter dem ganzen Continent.

Will man die Expansionstheorie zur Erklärung der Faltungen und Überschiebungen der Alpen benutzen, so hat man nur nothwendig, eine genügende Stärke der Ausdehnung in der Tiefenzone anzunehmen, um die Grösse des tangentialen Zusammenschubes zu erklären. Man kann dabei gerade so wie bei der Contractionstheorie verfahren, wo man ja auch die Verkürzung des Erdradius nicht kennt, sondern derselben eben das Maass gibt, welches die Stärke der Faltung zu erklären ausreicht. Welche Bewandtniss es nun aber auch mit der inneren Wahrscheinlichkeit der Expansionstheorie haben mag, ob man schwer-

wiegende Gründe gegen dieselbe ins Feld wird führen können oder nicht, so wird man das doch niemals vergessen dürfen, dass bei dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse die Contractionstheorie nicht genügt. Denn wenn sie auch mindestens ebenso gut, vielleicht sogar noch besser als die Expansionstheorie den seitlichen Zusammenschub der Erdkruste erklärt, so lässt sie die vulkanischen Erscheinungen und die Vertheilung der Schwerkraft doch unerklärt, und sie muss ausserdem eine so bedeutende Verkürzung des Erdradius zu Hilfe nehmen, dass sie entweder mit den Ergebnissen der Astronomie in Conflict kommt oder zu unendlich grossen Zeiträumen ihre Zuflucht nehmen muss.

Auf jeden Fall ist es rathsam, ihr einen ausschliesslichen Einfluss auf unsere geogenetischen Vorstellungen zu versagen.

IV. Anhang.

Über die sogenannte Glarner Doppelfalte.

Die zahlreichen Querschnitte, welche A. HEIM[1] schon früher und wiederholt in neuester Zeit durch die ostschweizerischen Nord-Alpen geführt hat, geben tektonische Bilder, die von denjenigen unseres Querschnittes sehr erheblich abweichen und den Autor zur Theorie der bruchlosen Faltung und Auswalzung ganzer Schichtsysteme gebracht haben. Ich habe mich schon früher gegen die Richtigkeit dieser Profile und der damit verknüpften Theorien ausgesprochen[2], auf Grund genauer Begehungen des nördlichen Gebietes dieser sog. Doppelfalte.

Vor 10 Jahren habe ich die Juraablagerungen bei Reichenau oberhalb Chur untersucht, die dort zwischen Bündner Schiefer im Süden und Verrucano im Norden einen eingebrochenen Sattel bilden. Bald danach (1885) erschien Blatt Altdorf-Chur der geologischen Karte der Schweiz, von A. HEIM aufgenommen, auf welcher diese ganze schon vor langen Jahren durch STUDER und ESCHER aufgenommene und in ihrer noch immer unübertroffenen geologischen Übersichtskarte der Schweiz dargestellte Juraablagerung verschwunden ist. An ihre Stelle sind Bergsturzmassen und Moränen getreten. Meine Überraschung beim Anblick dieser Karte war vollkommen. Da aber die Erläuterungen zu der Karte, deren baldiges Erscheinen[3] damals angekündigt worden war, noch ausstanden, so wollte ich mit meinem Protest gegen eine solche gewaltsame Verhüllung von Thatsachen, die allerdings mit der Glarner Doppelfalte im grellsten Widerspruch stehen, noch abwarten. Ich hatte bis 1892 zu

---

[1] Mechanismus der Gebirgsbildung, 1878, und Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. 25. 1891.

[2] Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1883.

[3] Verh. geol. R.-A. 1885. S. 80.

warten, eher kamen jene Erläuterungen nicht in die Öffentlichkeit. Meine schon früher gehegte Vermuthung, dass nur eine ganz flüchtige Begehung des Terrains Heim Dinge übersehen liess, die einem sorgfältigen Beobachter nicht entgehen sollten, hat sich hierbei bestätigt. Erst 1890 hat Heim einiges davon wieder entdeckt an der „Rheinborde bei niedrigem Wasserstande" und auf einer kleinen Ergänzungskarte der Umgebung von Reichenau eingetragen. Neu hinzugekommen ist dabei der anstehende Verrucano, den ich auf der rechten Rheinseite schon vor 10 Jahren beobachtet hatte als Kern eines Sattels, über den sich Röthidolomit und Jura legt, dahingegen ist auch jetzt noch das Anstehen von Dogger, Malm und Röthidolomit fast überall übersehen oder falsch gedeutet worden. Ich habe im vorigen Sommer diese Gegend nochmals besucht, um mich zu überzeugen, ob die Gesteine, die ich damals ganz ahnungslos als anstehend auf das Dufour-Blatt Chur eingetragen hatte, und die auf dem Heim'schen Ergänzungsblatt noch immer fehlen, wirklich nur Bergsturzmassen sind. Ich hatte mich dabei der Begleitung des Herrn Dr. Bergeat zu erfreuen.

Sodann besuchte ich den Pizmar am Panixer Pass, weil dort im ganzen Gebiet die einzige Stelle liegt, an der nach Heim die südliche Rückfaltung wirklich zu beobachten sein soll. Ich fand am Pizmar keine Spuren davon, dahingegen kommen die angeblichen Liasgesteine auf dem Rothstock vor, sind aber kein Lias, sondern versteinerungslose dünne Kalkplatten, eingelagert in rothem Quartenschiefer und überlagert von Rauhwacken. Diese Stelle beweist also gar nichts für eine Rückfaltung und scheint von Heim selbst nie besucht worden zu sein, sonst hätte er sie auf seinen Profilen und im Text doch nicht constant auf den falschen Gipfel verlegen können. Anscheinend hat er nur das Notizbuch von Escher zu Rathe gezogen.

Weiter begab ich mich auf den Saasberg und habe diesen über den Bützistock hinaus bis zum Kalkstöckli geologisch aufgenommen, um die tektonischen Verhältnisse, über die Escher und in der Folge auch Heim nie vollkommene Klarheit erlangen konnten, so darzustellen, wie sie wirklich zu sehen sind.

Ich habe damit meine Untersuchungen des Glarner Gebietes noch nicht abgeschlossen und werde sie noch weiter fortsetzen. Ich theile schon jetzt das, was ich als sicheres Ergebniss derselben betrachte, mit. Damit werden sich auch gleichzeitig die wenig sachlichen Einwendungen erledigen, die Heim neuerdings (l. c. S. 204) gegen mich vorgebracht hat und die, wenn man sie der hochmüthigen

Phrasen entkleidet, überhaupt zumeist in nichts zerfallen. Hier sei nur darauf hingewiesen, dass S. 206 HEIM falsch citirt, wenn er mich sagen lässt, dass alle seine Arbeiten über die mechanische Gesteinsumformung mit der Doppelfalte stünden oder fielen. Ich habe dieses Stehen und Fallen ausdrücklich nur auf seine „Theorie der Faltenbildung mit Ausquetschung der Mittelschenkel", „des latent-plastischen Zustandes und der bruchlosen Gesteinsumformung" bezogen. Es ist mir gar nie eingefallen, die Verdienste, die HEIM sonst sich um das Problem der mechanischen Gesteinsumformung erworben hat, zu bezweifeln, und ich schreibe die Unrichtigkeit seines Citates auch nicht einer bewussten Fälschung, sondern nur verletzter Eitelkeit zu.

1. Das Rheinthal bei Reichenau.

Im Westen der Stadt Chur, zwischen der Kaserne und dem Exercirplatz, erheben sich aus den breiten und flachen Alluvionen des Rheinthales einige kleine runde Hügel von sehr auffallender Form. Sie sind nur 4 bis 5 m hoch und höchstens 50 m breit. Ich weiss nicht aus was sie bestehen, denn sie sind allseitig bepflanzt. Über 4 km im Westen ragen wiederum solche Hügel aus dem beinahe 2 km breiten Thalboden auf. Sie sind aber z. Th. bis 70 m hoch und bis 250 m breit. Die grössten derselben sind Toma Casté, T. Patrusa und T. Gilli. Das Dorf Ems ist an sie herangebaut und in grossen Steinbrüchen wird der Kalk, aus dem sie bestehen, gewonnen. Es sind räthselhafte Gebilde, die wie die Spitzen untergesunkener hoher Berge aus der Thalebene aufragen. Man kann jedoch zweifelhaft werden, ob diese Hügel wirklich anstehender Kalkstein, oder nur von dem Calanda abgestürzte Blöcke sind. Oberflächlich ist es ja ein regelloses Haufwerk von Blöcken, zwischen die sich auch einzelnes Moränematerial eingeschoben hat, aber die grösseren Steinbrüche sind durch diese Rinde hindurch in unzweifelhaften festen Kalkstein und Dolomit eingedrungen. Schon 1827 schrieb B. STUDER[1] von dem Calanda: „der nämliche Dolomit bildet im Thalgrunde die runden fälschlich für Schutt gehaltenen Hügel bei Ems und Reichenau". 65 Jahre später schreibt HEIM (l. c. S. 452): „Die Hügel bei Ems bestehen, soweit ich sie kenne, aus splitteriger Malm-Kalkbreccie. Man bleibt beim Anblick der Toma Casté, der angeschnitten ist, zweifelhaft, ob man es mit den Resten von Norden gekommener Bergstürze oder mit Resten eines durch Ge-

[1] Geognost. Bemerkungen über einige Theile der nördlichen Alpenkette. Zeitschr. für Mineralogie. Bd. I. 1827. S. 27.

birgsstauung innerlich zerquetschten, aber anstehenden Malmkalkes zu thun hat. Ob alle Toma aus gleichem Material bestehen, weiss ich nicht, die Aufschlüsse sind leider sehr spärlich." Die Hügel bei Reichenau hingegen werden von demselben Autor kurzer Hand für Bergsturzschutt erklärt. Wesentlich vorwärts scheint demnach unsere Kenntniss dieser Hügel durch die sieben Decennien hindurch nicht gebracht worden zu sein, trotzdem die Aufschlüsse keineswegs so spärlich sind. Die Toma Patrusa, 200 m von der Poststrasse abgelegen, trägt zwei grosse Steinbrüche. Es ist ein blaugrauer Kalkstein, der mit weisslichem Dolomit wechselt. Er ist voll von Versteinerungen, hauptsächlich Korallen. Alle Reste sind in weissen grobkrystallinischen Calcit umgewandelt und leuchten weithin aus dem dunkleren Gestein hervor. Leider werden sie bei der Verwitterung schneller wie letzteres zerstört und lassen sich

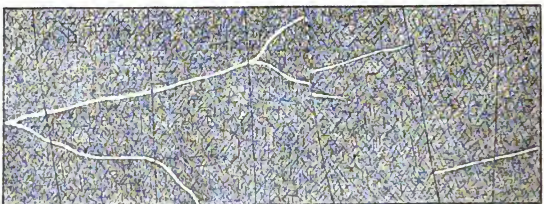


Fig. 104. Calcitader im Hochgebirgskalk der Toma Casté bei Ems. 1:25 der nat. Grösse.

in Folge dieser Beschaffenheit auch mit Kunst nicht herauspräpariren. Auf den Bruchflächen erkennt man dicke Schalen, die wahrscheinlich zu *Diceras* gehören, viele Korallen, die tithonisch sein können, aber keine generische Bestimmung zulassen. Am besten sind grobe Stücke von Milleporiden erhalten, die bei schwacher Anätzung ihre Structur recht gut erkennen lassen. Sie gleichen nach ihrem Skeletbau der *Actinofungia Arzierensis*, die Loriol aus dem Valenginien von Arzier beschrieben hat, und unterscheiden sich von dieser Art vielleicht nur durch die äussere Form der Stöcke. Danach und nach ihrem Bau halte ich sie identisch mit einer Art, die sehr häufig im Stramberger Tithon vorkommt und nächstens von Herrn Dr. Zeise beschrieben werden wird. Eine andere Form gleicht so sehr der *Thalaminia Cottaldina* Orb. aus dem Neocom von Gy l'Evêque (Yonne), dass ich sie damit vereinige. Auch nach der Gesteinsbeschaffenheit halte ich diese Ablagerung für

tithonischen Troskalk und gleichalterig mit dem Untervazer Marmor, den Theobald[1] vor 39 Jahren im ganzen Gebiet des Calanda zwischen dem Hochgebirgskalk und der unteren Kreide nachgewiesen hat und der ebenfalls mit Dolomit vergesellschaftet ist. In dem Kalk der Toma Gilli fand Dr. Bergeat eine *Terebratula nucleata*. Der Kalk der Toma Casté, der in einem sehr hohen Bruch abgebaut wird, ist ungemein stark zerklüftet, so dass er in lauter kleinen eckigen Stücken bricht und sich nur als Strassenschotter verwenden lässt. Es ist aber kein zusammengebackener Schutt, was man an den ihn durchsetzenden Kalkspathadern leicht erkennt, die ungestört die engmaschige Zerklüftung durchsetzen und nur von den grösseren Kluftspalten hie und da verworfen werden (Fig. 104), was beweist, dass nur auf den letzteren wirkliche Bewegungen stattgefunden haben.

Im Westen sperrt der bis 150 m hohe Hügelzug der Ils-Auts das ganze Rheinthal zu. Zwischen ihm und den Hügeln von Tamins hat sich der vereinigte Rhein in den Felsen des Hochgebirgskalkes eine Passage ausgearbeitet, die gegenwärtig z. Th. wieder von Rheinschotter erfüllt ist. Aber auf der linken Seite unterhalb Reichenau und auf der rechten gleich oberhalb der Brücke bespült der Rhein noch jetzt diese anstehenden Felsen, welche sowohl sämmtliche Hügel von Valtonio und Rascheu als auch die ganze Ostseite der Ils Auts aufbauen. An der Prallstelle des Rheins, östlich von Tamins, fallen sie mit 30^0 nach NW. und bestehen aus einer Wechsellagerung von schwarzen Kalkschiefern und weisslichen, z. Th. stark dolomitischen Kalkbänken. Oberhalb der Brücke von Reichenau streichen sie N. 20—30^0 O. und fallen 30—50^0 nach NW. Sie sind von 3 m mächtigem Flussschotter bedeckt und von oben herein stark zerrüttet und zerbrochen. In dieser oberen 1 m starken Zone liegen zwischen den Kalkbreccien auch einzelne Flussgerölle. Auf der Ostseite der Ils Auts steht der Kalk, wo er nicht von Moränen oder Waldboden bedeckt ist, überall an, oft in wohlentwickelten Rundhöckern, auf denen man die Schichtung in Form einer oft stark gewundenen Bänderung erkennt. Im Westen beim Übergang von Plana Vaschraus nach Plana Leula liegt der Dogger unter diesem Hochgebirgskalk. Er besteht aus Bänken von Crinoidenkalk mit eingesprengten gelben dolomitischen Linsen, Eisenoolith und eisenschüssigem kalkigen Quarzsandstein. Weiter südlich oberhalb des Weges von Reichenau nach Val Trips fand ihn Dr. Bergeat nochmals anstehend

[1] Jahresber. d. naturf. Ges. Graubünden 1854. S. 7.

und sogleich darunter ragen Felsen von Röthidolomit auf, die auf dem Verrucano des Boignhügels liegen müssen, denn sie stellen sich gerade so auf der Nordseite desselben in der Nähe der Reichenauer Brücke an jenem Weg und unten am Ufer des Hinter-Rheins wieder ein. Am Übergang von Plana Vaschraus nach Leula grenzt der Dogger dicht an den Verrucano, der den ganzen westlichen Höhenzug aufbaut, an. Nur eine schmale Zone ist von angeschwemmtem Boden bedeckt und verhüllt dort wahrscheinlich den Ausstrich des Röthidolomites. Zwischen dem Malm und dem Dolomit bei der Reichenauer Brücke sollte der Dogger zum Ausstrich kommen, doch fehlen gerade dort die Aufschlüsse. Südlich der Verrucanokuppe und des Dolomites ragt noch ein Hügel von Hochgebirgskalk dicht am Hinter-Rhein und gegenüber von Plazes auf. Er ist von Moränen stark verhüllt und der Kalk von engen Kluft-

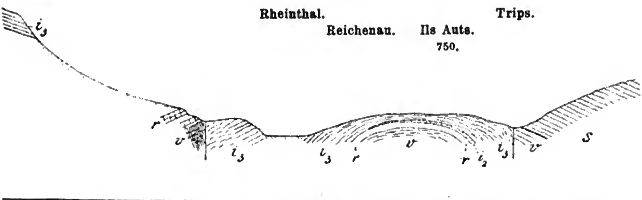


Fig. 105. Querschnitt durch den im Rheinthal grabenartig eingesunkenen Jura-Sattel bei Reichenau. 1 : 50 000.

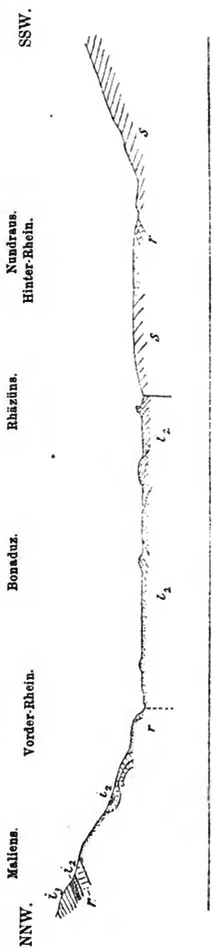
systemen in lauter kleine eckige Stücke zerlegt, die gegenseitig kleine Verschiebungen erlitten, Hohlräume zwischen sich haben und an solchen Stellen von dünnen Brauneisenüberzügen bedeckt sind. Es ist das nur stark zerrütteter Fels, keine Bergsturzmasse, was man leicht daran erkennen kann, dass bis 2 m lange und sich verzweigende Calcitgänge in dem Kalk aufsetzen und wie dieser von den Klüften durchschnitten aber nur ganz wenig verschoben worden sind.

Die Rheinthalhügel bilden also einen ganz regelmässigen Sattel, an dem sich Verrucano, Röthidolomit, Dogger, Malm und Tithon betheiligen. Die Sattelaxe senkt sich nach Chur zu langsam, so dass dort nur noch die jüngsten Sattelschichten (Malm und Tithon) die Höhe der Alluvionen erreichen. Im Süden ist dieser Sattel jählings durch Verrucano, der von den südöst-

lich einfallenden Bündner Schiefern überlagert wird, abgeschnitten. Dieser Verrucano steht bei Brühl und am Übergang von da nach Plaun dil Pré an und der Malm fällt scheinbar unter denselben ein, weil er auf einer streichenden Verwerfung in dessen Niveau herabgesunken ist. Das gleiche Verhältniss existirt auf der Nordseite dieses Sattels, wo der NW. geneigte Hochgebirgskalk oberhalb des Weges von Pradamal auf mit 30⁰ ebenfalls nach NW. fallenden Röthidolomit stösst. Dieser Dolomit des Bleiswaldes zieht sich nach Tschingels an dem Calanda herauf und legt sich dort über den Verrucano, dessen transversale Schieferung steil nach SO. einfällt, während die Schichtung nach NW. geneigt ist. In dem Dolomit macht sich diese Schieferung als eine parallelplattige Absonderung geltend. Also auch hier fällt der Malm scheinbar unter den Röthidolomit und Verrucano ein.

Auf der linken Seite des Hinter-Rheines sind die Aufschlüsse nicht mehr so zusammenhängend, doch kann auch da die sattelförmige Anordnung nicht leicht verkannt werden. Den Sattelkern bildet der Verrucano des Spornes von Plazes. Darüber legt sich im Norden der Dogger am Sporn von Bonaduz mit nordwestlichem Einfallen, im Süden der Dogger der Georgskapelle und des Schlosses von Rhäzüns mit südöstlichem Einfallen. Der Dogger der Cresta Bliema und des Kirchhügels von Bonaduz verbindet beide Flügel im Westen.

Mit Bezug auf den Sporn von Bonaduz habe ich zu bemerken, dass dort



v Sernifit. *r* Röthidolomit. *s* Bündner Schiefer. i_2 Dogger. i_3 Malm.

Fig. 106. Querschnitt durch den im Rheinthal grabenartig eingesunkenen Jura-Sattel bei Bonaduz. 1:50 000.

nur Doggerschichten (N. 50° O. str. und 20° NW. f.) anstehen. Unter der 1,2 m starken, besonders petrefactenreichen Eisenoolithbank liegt ein dunkelfarbiger Kalk mit kleineren Eisenoolitheinlagerungen, der bis zum Wasserspiegel herabreicht, wegen ungünstigen Rheinstandes von mir nur von oben betrachtet werden konnte. Über der 1,2 m-Bank liegen 2,5 m gelbgefleckte graue Kalke, dünnplattig bis schieferig, voll kleiner Crinoideenglieder. Die gelben Flecken sind durch dolomitische und vielleicht auch eisenspathhaltige Linsen hervorgerufen. Darüber liegt nochmals grauer Kalk mit grünlichen Eisenoolithen und viel eingesprengtem Magneteisen und Belemniten, im Ganzen vielleicht 2 m stark und direkt von Moräne bedeckt. Ich kann hierin keinerlei Anzeigen für Oxford- und Schiltkalk finden, wie Heim (l. c. S. 292) es gethan hat.

An den Eisenoolith und den ihn begleitenden Kalkschiefer des Schlossfelsens von Rhäzüns grenzt im Süden eine mächtige Moräne an. Der Dogger bildete dort früher eine überhängende Wand, ähnlich vielleicht wie die Höttinger Breccie bei Innsbruck (S. 97), an die der Gletscher sein ungeschichtetes Material anlagerte. Die Wand ist jetzt in etwa 14 m Höhe aufgeschlossen. Der Eisenoolith ist zu einer vollkommenen Breccie umgewandelt, die sich jedoch in normales Gestein an der Felswand gegen Norden hin umwandelt. Ich halte dies für eine Reibungsbreccie, die sich auf der Verwerfungsspalte erzeugt hat, die zwischen diesem Dogger und dem südlich davon anstehenden und mit 50° nach NO. einfallenden Bündner Schiefer liegt. Jedenfalls ist die Breccie viel älter als die Moräne und war bei deren Ablagerung längst wieder vollkommen verfestigt, da ihre Grenze gegen die Moräne ganz scharf und felsenfest ist.

Folgt man der neuen Poststrasse von Bonaduz über Versam nach Ilanz, so hat man an den grossartigen Strasseneinschnitten reichlich Gelegenheit, den Hochgebirgskalk zu studiren, der in über 200 m hohen Felswänden ansteht. Er ist allerdings sehr engklüftig und lässt sich darum leicht zerbröckeln, ähnlich wie dies so häufig mit dem Hauptdolomit der Ost-Alpen der Fall ist; aber es ist keine Trümmermasse oder Blockanhäufung, wie Heim glaubt. Gar nicht selten ist die Bankung noch gut erhalten, Streichen und Fallen der Schichten bestimmbar. Auf Grund einer eingehenden Untersuchung sieht Hartung[1] in diesen Felsmassen wirklich anstehendes Gestein, das auf eine Länge von 1¾ km und in einer Höhe von 200—300 m als eine zusammenhängende Fels-

[1] Der alte Bergsturz von Flims. Zeitschrift für Erdkunde. Berlin 1884. S. 177. Bd. 19.

masse blossgelegt ist. HEIM suchte diese Annahme zu widerlegen (l. c. S. 433). Seine Gegengründe sind so bezeichnend, dass ich mir nicht versagen kann, die wichtigsten hier anzuführen: „Am Südrande des Schuttberges kann man an einzelnen Stellen genau beobachten, wie die HARTUNG'schen anstehenden Kalkklippen einem äusseren Bergabhange von Bündner Schiefer mit blockiger Unterbettung auf- und anlagern. Sie wachsen dort nicht aus dem sicher Anstehenden in vernünftiger Lagerung zu demselben heraus, sondern sie liegen wirr gestellt einem Thalgehänge an und auf, das sie verhüllen. Die Unterlage ist dort Bündner Schiefer." „Nach dem Bau des Anstehenden passt anstehender Klippenkalk nicht hierher, wo ihn HARTUNG versetzt. Vielmehr sollten wir z. B. nördlich der Bündner Schieferklippe unter der Versamer Brücke Bündner Schiefer, dann Röthidolomit und Verrucano, aber nicht Malmkalk finden."

Was, darf man hier wohl fragen, ist eine vernünftige Lagerung und warum passt anstehender Kalk nicht hierher?

Wenn der Malmkalk hier geradeso wie bei Reichenau auf einer Spalte in das Niveau des Bündner Schiefers gesunken ist und wenn diese Spalte nach Norden geneigt ist, dann muss der Kalk an und über dem Bündner Schiefer liegen. Das ist von dem Kalk weder unvernünftig noch unpassend. Wenn der Bergmann seinen Erzgang oder sein Kohlenflötz in unerwarteter Weise plötzlich an jüngerem Gebirge, das auf einer Bruchspalte eingesunken ist, enden sieht, so ist diese Lagerung des jüngeren Gebirges weder unvernünftig noch unpassend, aber wir begreifen, dass sie dem Bergmann nicht passt. So begreife ich auch, dass das Vorkommen anstehenden Jurakalkes im Rheinthal HEIM nicht passt, weil seine Theorie dadurch widerlegt wird. Seine Theorie der Doppelfalte verlangt, dass die auf den Höhen der nördlichen Rheinthalketten zurückgefalteten Schichten in weitgeschwungenem Bogen über das heutige Thal herübergespannt waren und erst im Süden sich herabsenkten. „Das grosse Hauptthal von Ilanz bis Chur liegt gerade mit seinem Boden einerodirt auf einem Gewölbekern, einem „Verrucanoaufbruch", der beiderseitig von Zonen jüngerer Gesteine eingefasst ist" (l. c. S. 160). Mithin dürfen jüngere Gesteine als Verrucano auf dem Boden des Thales nicht anstehen, und wenn sie es doch thun, so ist es „unvernünftig" und „unpassend", und wenn Jemand auf die vorhandene Bruchspalte hinweist, so weiss sich HEIM keinen besseren Rath, als ihn als „Dichter" zu verdächtigen (S. 205).

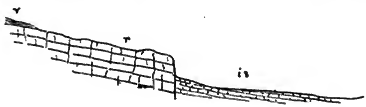
Fassen wir das Ergebniss dieses Abschnittes kurz zusammen, so

ist es folgendes: Ein schmaler Streifen jüngeren Gebirges ist im Rheinthal von Chur bis über Reichenau hinauf eingesunken. Dadurch ist die Thalsenke entstanden, welche so breit war, dass die erodirende Kraft der fliessenden Gewässer die eingesunkene Gebirgslandschaft mit ihren Höhen und Vertiefungen nicht in einen vollkommen ebenen Thalboden umzuwandeln im Stande war. Der Thalboden besteht aus gefalteten, aber durchaus normal gelagerten Sedimenten und ist gegenwärtig von Schuttmassen, Alluvionen und Moränen stark bedeckt. Ihrer Entwickelung nach sind diese Sedimente zum Glarner Gebirge zu rechnen. Von dem Bündner Gebirge unterscheiden sie sich auffällig. In vollem Einklang damit stehen die Ergebnisse, zu denen Theobald (l. c.) vor 39 Jahren gelangt ist.

2. Der Pizmar.

Steigt man von Ilanz zum Dorfe Panix auf, das 600 m höher liegt, so trifft man unterwegs nichts als Verrucano an, dessen Schieferung stets ein südliches Einfallen zeigt. Geht man von da in das Val Schmuèr, so trifft man 800 m hinter Panix den ersten Hochgebirgskalk, der N. 70 O. streicht und 70° nach SO. einfällt. Er liegt unter dem Verrucano, und zwischen beiden sieht man oben an beiden Thalgehängen eine schmale Zone von Röthidolomit sich einschieben, die aber unten am Bach durch Gehängeschutt verdeckt ist. Die Schichten liegen hier also nicht mehr normal, sondern sind überkippt. 400 m weiter thalaufwärts mündet von Osten her eine enge Wasserschlucht ein, durch welche saiger stehende Malmkalke mit ostwestlicher Richtung aufgeschlossen sind. Wiederum 400 m weiter stehen sehr flach liegende Kalke im Bachbett an, die ähnliche marmorisirte Versteinerungen zu enthalten scheinen, wie diejenige von der Toma Petrusa beim Dorf Ems. Sie könnten also zum Tithon gehören. Ich konnte aber nichts davon loslösen. Weiterhin ist der breite Thalboden ganz eben und zeigt keinen anstehenden Fels mehr. Die Wände sind steil und hoch und bestehen wenigstens zu unterst alle aus Hochgebirgskalk, der sich gegen Norden allmählich hebt und weiter oben von Eocän überlagert wird. Wir befinden uns somit bereits in dem normal gelagerten Muldenflügel, der aber am Eingang ins Thal sich steil nach oben in den überkippten Flügel der liegenden Falte umbiegt. In diesem letzteren bewegt man sich auf dem Wege vom Dorf Panix zum Pass. Man durchschreitet bis

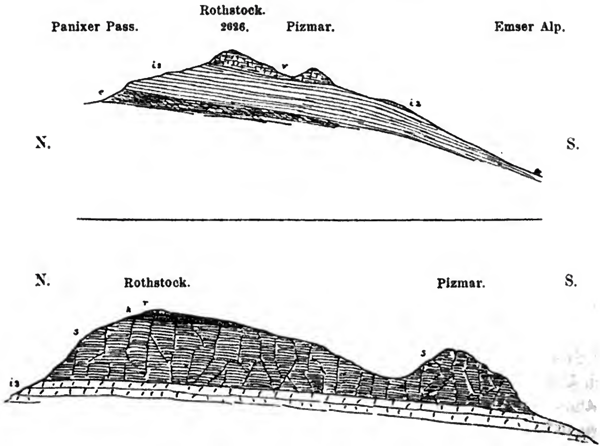
zur Emser Alp, die auf der Siegfried-Karte fehlt, nur Verrucano und viel Moränen. Wo der Weg beim Punkt 1800 den Ranascabach überschreitet, steht Malmkalk an (str. N. 50 O. f. 20° SO.). Etwas bachaufwärts liegt ein 1 m mächtiger schieferiger, schwärzlicher Kalk, voll von Crinoideengliedern, darüber, der wahrscheinlich schon zum Dogger gehört. Er stösst direkt an die Steilwände des Thalhintergrundes, die aus Röthidolomit bestehen (Fig. 107). Geht man am Fuss dieser Wände in westnordwestlicher Richtung gegen den Pizmar herauf, so steht man beständig auf Malmkalk, der am Dolomit abstösst. Er ist auf einer N. 20 W. streichenden Bruchfläche in das Niveau des Röthidolomites abgesunken. Ich habe diese Verwerfung auf eine Erstreckung von 700 m sehr gut aufgeschlossen gefunden, dieselbe aber dann nicht weiter verfolgt. Es beweist das jedenfalls, dass auch im Süd-Gebiet der sog. Doppelfalte echte Verwerfungen vorkommen. Bei einer Höhe von 2200 m stellt sich nochmals eine schmale, aber 300 m lange Kappe von Dogger



r Sernifit. r Röthidolomit. is Malm.
Fig. 107. Verwerfung bei der Emser Alp im Panixer Thal.

mit seinen charakteristischen Eisenoolithen und Crinoideenkalken auf dem Hochgebirgskalk ein. Dann kommt auf dem aufsteigenden Gebirgsgrat nur noch letzterer vor, bis zu der höchsten Kuppe, die mit einer Höhe von gegen 50 m und einer Breite von 100 m hutförmig dem Kalk aufgesetzt ist. Das ist der Pizmar, dessen Name auf der Siegfried-Karte fehlt. Er besteht ausschliesslich nur aus schwach südwärts geneigten, grünen bis violetten Sernfschiefern, die unmittelbar über dem Kalk ohne Zwischenlager von Dogger oder Röthidolomit ruhen und der Verrucano-Arkosen und Conglomerate gänzlich entbehren. Steigt man auf der Nordseite von der Spitze ab und erklimmt man den Gipfel des Rothstockes, so hat man auch da über dem Kalk den Sernfschiefer, der aber stellenweise arkoseartig wird und eine Mächtigkeit von mindestens 70 m besitzt. Darüber liegen 3 m schwärzliche, dünnplattige Kalke und schwarze Thonschiefer, sodann 2 m rothe und grüne, oft ganz quartenschieferartige Sernfschiefer und Verrucano, zuletzt auf dem Gipfel selbst 8 m einer hellgelben kalkigen Rauhwacke. Diese Masse von

Sernifitgesteinen streicht auf dem Kamm des Gebirges bis zum Vorab hin fort. Auf der Nordseite tritt überall darunter der mächtig entwickelte Jurakalk hervor, in dem man vereinzelte Belemniten, wenn auch nicht gerade häufig, findet. Die Kalke sind sehr stark und vielfältig gefaltet und gefältelt und schliessen auch dickbankige Kalke mit kleinen Hornsteinknollen(!) ein, über deren Alter ich nichts eruiren konnte, die aber jeden Vergleich mit Lochseitenkalk ausschliessen. Unter dem Jura streicht weiter nach Norden überall das Eocän hervor, das,



s Sernifit. *k* dünne Kalkplatten und Quartenschiefer. *r* kalkige Rauhwacke. *i3* Malm.

Fig. 108 u. 109. Zwei Profile durch den oberen, überkippten Flügel der grossen, liegenden Mulde bei Panix.

wo es aus schwarzem Mergel besteht, eine ausgeprägte und gleichmässige transversale Schieferung zeigt. Die Deutung, welche Heim neuerdings der Einlagerung von Dogger und Röthidolomit in diesem Hochgebirgskalk (den er verschiedene Male, aber durchaus irrthümlich für echten Lochseitenkalk erklärt) am Seeli des Panixer Passes gegeben hat, scheint mir richtig zu sein und steht mit den starken Windungen des Jurakalkes ganz im Einklang. Die schwankende Mächtigkeit, welche letzterer aufweist, erklärt sich leicht, wenn man berücksichtigt, dass

der Flysch hier wahrscheinlich Mitteleocän ist und discordant auf dem Jura liegt.

Meine Untersuchungen am Panixer Pass führen mich also zu folgendem Ergebniss: Sernifit, Röthidolomit, Dogger, Jura und Eocän sind zu einer fast ganz liegenden Mulde umgelegt. Der obere Flügel bildet mit seinen ältesten Schichten den Kamm zwischen Rothstock und Vorab. Eine sattelförmige Umbiegung und Rückfaltung derselben nach Süden ist nirgends zu sehen, ebensowenig wie eine doppelte Aufeinanderlagerung der Schichten in umgekehrter Reihenfolge. Von der behaupteten Rückfaltung dieser liegenden Mulde hat also noch keines Menschen Auge je etwas gesehen.

3. Saasberg, Bützistock und Kalkstöckli.

Dieses Gebiet liegt in der nördlichen Falte und hat für die Theorie der Doppelfalte und des ausgequetschten Mittelschenkels eine hervorragende Bedeutung, die noch dadurch erhöht wird, dass die dem Eocän aufgelagerten älteren Gesteine von allen Seiten her durch die Thal- und Gehängebildung angeschnitten und der Beobachtung aufgeschlossen sind. Unter dem Verrucano des Kalkstöckli liegt nur der versteinerungslose Lochseitenkalk, unter demjenigen des Bützistock aber ein System von Röthidolomit, Dogger und Malm mit Versteinerungen. Der Lochseitenkalk soll den ausgewalzten Röthidolomit, Dogger und Malm des Mittelschenkels darstellen und in die gleichalterigen, aber nicht ausgewalzten Schichten des Bützistockes und Saasberges im Streichen übergehen. Es ist dies im Gebiete der Glarner Doppelfalte die einzige Stelle, wo typischer, unzweifelhafter Lochseitenkalk mit versteinerungsführendem Jurakalk in unmittelbare Berührung kommt, und wenn er dabei wirklich in letzteren überginge, so wäre damit der Beweis erbracht oder wenigstens die Behauptung sehr wahrscheinlich geworden, dass der Lochseitenkalk ausgewalzter Jurakalk ist. Für die Nordfalte hat also der Bützistock dieselbe Wichtigkeit wie der Pizmar für die Südfalte.

Für diese beiden Stellen hatte sich 1878 Heim bei Aufstellung der Doppelfalte auf die Aufnahmen von Escher verlassen. In beiden Fällen waren die Angaben Escher's jedoch unbestimmt und haben für den Pizmar, wie wir soeben gesehen haben, zu verhängnissvollen Verwechselungen geführt. Über den Saasberg und Bützistock schrieb Heim selbst (l. c. S. 161): „Escher gelangte nicht dazu, den Schichtenwirrwarr hier vollständig aufzulösen, es bleibt dies einer späteren Untersuchung, welche

an Hand einer Karte in grösserem Maassstabe arbeiten muss, vorbehalten." „So viel ist deutlich, dass hier die umgekehrten Formationen des Mittelschenkels der grossen Nordfalte noch eine kleinere Falte bilden." Aber er lässt es dahingestellt sein, ob „von dem Lochseitenkalk, der die Decke des Eocänen bildet, hier bei der Faltung des Eocänen von des letzteren Dach, wie es scheint, eine Falte angeschürft und mitgeschleppt worden" ist (S. 163), oder ob „secundäre Falten, welche ursprünglich dem Gewölbeschenkel angehörten, durch die fortgesetzte Stauung, wenn auch in reducirter Form, in den Mittelschenkel gerathen" sind (S. 226).

Nachdem ich diese Stelle bei Anlass einer unter Heim's Führung veranstalteten geologischen Excursion der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft 1882 kennen gelernt hatte, konnte ich 1883 schreiben[1]: „Immerhin kann man sich am Abfall des Bützistöckli gegen das Durnachthal leicht davon überzeugen, dass Röthidolomit und Quartenschiefer, brauner Jura mit Echinodermenbreccie und Eisenoolith, sowie Schiltkalk im Verrucano eine mehrfach gefältelte, liegende Mulde bilden, welche ebenso wie der Verrucano selbst durch die ganz ebene, schwach nach NW. geneigte Überschiebungsfläche vom Lochseitenkalk und Eocän getrennt sind." Wenn Heim dem gegenüber neuerdings (l. c. S. 206) sagt: „Allein diese mesozoischen Gesteine liegen eben doch unter dem Verrucano, der oben geschlossen über sie weggeht, sie öffnen sich nicht nach oben, sie kleben an der Unterfläche des Verrucano. Die verkehrte Schichtfolge eines Mittelschenkels ist eben doch nicht wegzuleugnen", so enthält diese Entgegnung mehrere Ungereimtheiten. In einer liegenden Falte treten die Schichten in normaler und verkehrter Folge auf, wie das auch thatsächlich am Bützistock sehr deutlich zu sehen ist, und eine liegende Falte kann sich gar nicht, wie es Heim verlangt, nach oben öffnen, sondern nur nach der Seite. Und das thut sie auch am Saasberg in einer gar nicht zu verkennenden Weise. Heim hat das Gebiet mehrmals wieder besucht und gibt dieses Mal auch eine geologisch-colorirte Ansicht des Südabhanges. Derartige Darstellungen haben stets etwas Gefälliges für den, der die Gegend kennt, aber jeden anderen müssen sie irreführen, weil jede Gehängeverrutschung, Schuttanhäufung und perspectivische Verkürzung durch vorspringende Felsmassen das geologisch-tektonische Bild verzerrt und Unregelmässigkeiten vortäuscht, die gar nicht immer vorhanden sind. Auf diese Weise zeigen

[1] Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1883. S. 165.

die liegenden Falten im Kleinen Störungen, die ihnen in Wirklichkeit nicht zukommen. Heim selbst hat sich dadurch irreleiten lassen und schreibt darüber (S. 144): „Diese Schichtpakete haben alle verkehrte Reihenfolge der einzelnen Abtheilungen, wie es dem Charakter des Mittelschenkels einer liegenden Falte entspricht. Am Bützistöckli wiederholen sie sich mehrmals untereinander. Linsenförmige Schichtpakete scheinen durcheinander geschleppt. Die Mehrzahl derselben weisen die Schichten in verkehrter Reihenfolge auf, einige wenige sind normal gedreht." Man sollte kaum glauben, dass der Autor diese sechs Zeilen hintereinander hat drucken lassen, so sehr widerspricht sich Anfang und Ende, wo zuerst alle Schichten verkehrt und schliesslich doch einige auch normal liegen. Am Bützistöckli wiederholen sich die Schichten nur dreimal, zweimal in verkehrter, einmal in normaler Lagerung (s. Taf. II Fig. 1). Kleine Gehängeverrutschungen darf man nicht für Wiederholungen nehmen. „Am Westgrate des Bützistöckli ist wieder die ganze verkehrte Schichtfolge nur einmal vorhanden." So schreibt Heim, und es ist zu bedauern, dass er sein Terrain so ungenügend begangen hat, sonst müsste er wissen, dass dieselben Lagerungsverhältnisse wie auf der Südseite auch auf der West- und Nordseite des Bützistockes herrschen. Die liegenden Falten streichen unter diesem Berg hindurch und auf der Diesbacher Seite sind sogar die Schichten übereinander dreimal in verkehrter und zweimal in normaler Lagerung zu sehen (s. Taf. II Fig. 2). Aber davon ist gar nichts zu sehen, dass „hier linsenförmige Schichtpakete mehrfach durcheinander geschleppt sind, . . . der Mittelschenkel in einer oder mehreren muldenförmigen Falten an der Unterseite des Verrucano abgeschürft und . . . dann durch weitere Überschiebung flach an den Mittelschenkel wieder angeschleppt worden sind" (l. c. S. 146).

An diesen liegenden Falten betheiligen sich folgende Gesteine:

1. Verrucano oder Sernfschiefer, Arkosen und Conglomerate, nach oben stellen sich rothe Quartenschiefer und Röthidolomit als Einlagerungen ein, doch trifft man typisches Sernfgestein auch noch über dem Dolomit an, der selbst sehr schwankend in seiner Mächtigkeit ist und in dünneren Lagen wohl auch tiefer im Verrucano schon auftritt. Diese Gesteinsserie bildet für sich ein Ganzes. Darüber folgt:

2. einige Meter starker Crinoidenkalk mit schwarzem Schiefer wechsellagernd und im Hangenden in Eisenoolithe übergehend. Es ist das nach den Versteinerungen wahrscheinlich mittlerer Dogger. Anzeichen für den unteren Dogger und den Lias fehlen vollkommen. Darüber folgen

3. gelbgeflammte schieferige Kalke, die wegen ihrer Gesteinsbeschaffenheit mit dem Schiltkalk als untersten Malm identificirt werden, obwohl leitende Versteinerungen gänzlich fehlen.

4. Weisser bis blaugrauer, stark krystallinischer, dünnplattiger, gestreckter Kalkstein stellt den Malm oder Hochgebirgskalk dar; er schliesst weiter im Westen die bekannten, von Escher aufgefundenen, undeutlichen Belemnitenreste ein. Ganz im Westen des Saasberges legen sich schwarze nummulitenführende Schiefer und Sandsteine in diese Jurakalke ein, sie bilden den jüngsten Kern der liegenden Falten, von denen ich im Ganzen fünf zählen konnte. Zwischen Jura und Eocän fehlt das untere Eocän und die ganze Kreide; zwischen Dogger und dem Sernfsystem der ganze Lias und auch die Trias, sofern man die Sernfgesteine ins Perm stellen will. Entsprechend diesem Hiatus stellt sich nicht selten an der Basis des Doggers eine schwache Quarzsandsteinlage ein, die manchmal als Vertretung des Lias angesehen wird, aber offenbar nur das an Transgressionen so häufig gebundene Grundconglomerat darstellt.

Der Lochseitenkalk unterscheidet sich von dem Jurakalk des Saasberges in der auffallendsten Weise. Während dieser feinkrystallinisch ist und verhältnissmässig von nur wenigen Kalkspathadern durchzogen wird, Schichtung und Bankung in sehr regelmässiger Weise entwickelt hat, fehlen letztere dem Lochseitenkalk gänzlich, dahingegen ist er ungeheuer reich an Kalkadern und Gängen, die ihn so gedrängt durchsetzen, dass er durchaus breccienartig und in Folge einer vorherrschenden Richtung der Adern unregelmässig striemig erscheint. Der Unterschied beider Kalke ist so stark ausgeprägt, dass man beide auch da leicht voneinander abgrenzen kann, wo sie wie am Saasberg in direkte Berührung miteinander kommen. Erleichtert wird dies in der Regel auch noch durch eine flache Kluft, welche zwischen beiden hindurchgeht. Der typische Lochseitenkalk liegt am Kalkstöckli und Hahnenstock unter dem Verrucano und zieht sich von da mit seltenen Unterbrechungen, wobei er entweder ganz dünn wird oder wohl auch ganz fehlt, unter dem Bützistock und Saasberg als nach NW. geneigte Platte hin. Er liegt dabei stets auf dem eocänen Schiefer, der vielfach unregelmässig zackig von unten her in ihn eingreift und manchmal sich auch nicht scharf von ihm abgrenzt. Nach oben wird diese Kalkplatte von SO. nach NW. abwechselnd von Verrucano, Röthidolomit, Dogger und Malm überlagert, gleichwohl ist ihre obere Grenze sehr scharf und ebenflächig. Nirgends wird der Lochseitenkalk in die

liegenden Falten des Bützistockes mit hereingezogen, und wenn Heim neuerdings versichert, er habe bei seiner letzten Prüfung dieser Stelle constatirt, dass sich auch der Lochseitenkalk an diesen Falten betheiligt (l. c. S. 206), so lege ich auf diese Versicherung keinen Werth, so lange nicht bestimmte controllirbare Ortsangaben vorliegen.

Scharf hebt sich das Eocängebirge von den jurassischen Falten des Saasberges dadurch ab, dass in jenem eine steilgestellte transversale Schieferung in überall gleichmässiger Weise entwickelt ist, in den Jurafalten aber vollkommen fehlt und an der Grenze ganz scharf zu Ende geht. Heim hat in seinen Profilen diese Schieferung ganz weggelassen und damit seiner Auffassung allerdings eine grössere Wahrscheinlichkeit gegeben.

Auf der Diesbacher Seite liegt der Jurakalk an einigen Stellen in der Nähe der Hälslihütte unmittelbar auf dem Eocän, es fehlt der Lochseitenkalk ganz, an anderen Stellen ist der Contact verschüttet und noch an anderen, z. B. über der Kälbertrossalp ist die Wand zu steil, um an den Contact zu gelangen. Zur Erklärung der Lagerungsverhältnisse am Bützistock ist jedenfalls keine besondere Hypothese von Nöthen. Man sieht deutlich, dass die liegenden Falten von Sernifit, Jura und Eocän auf einer ganz schwach geneigten Fläche über die gefalteten und geschieferten Eocänschichten heraufgeschoben sind, wobei die unteren Flügel der überschobenen Falten theilweise durch die Überschiebungsfläche abgeschnitten sind. Die Faltung der hangenden Gebirgsmasse war jedenfalls schon fertig, bevor die Überschiebung stattfand. Immerhin bleibt letztere eine auch für die Alpen aussergewöhnliche und so grossartige Erscheinung[1], dass man leicht geneigt sein mag, zu ihrer Erklärung auch aussergewöhnliche Ereignisse zu Hilfe zu nehmen. An dieser Stelle können wir uns mit einem so allgemeinen Problem nicht beschäftigen, ich will aber doch darauf hinweisen, dass die liegenden Falten des Saasberges vollkommen denjenigen des Juras und der Kreide am Glärnisch entsprechen, die ja auch flach über das Eocän heraufgeschoben und nach Nordwesten geöffnet sind. Ähnliche Faltungen sind überhaupt im Gebiet der nördlichen Überschiebung sehr verbreitet. Ihre so auffallende liegende Stellung ist vielleicht nur die

---

[1] Es ist mir nie eingefallen, diese wahrhaft grossartige Überschiebung „einfach als „„etwas Schleppung an einer Verwerfungsspalte““ abthun zu wollen“, wie Heim (l. c. S. 179) behauptet, zu dessen geologischen Beobachtungen mir das Vertrauen schwindet, wenn ich bedenke, dass er nicht einmal gedruckte Worte immer richtig wieder zu geben versteht.

einfache Folge ihrer Schwerkraft. Denkt man sich stehende Falten auf geneigter Ebene nach Süden emporgeschoben, so werden sich dieselben durch ihr eigenes Gewicht von selbst nach Norden umlegen müssen, wenn der von Norden wirkende Druck aufhört oder in den höheren Lagen unwirksam wird.

Räthselhaft nach Herkunft und Entstehung bleibt also nur der Lochseitenkalk. Heim sieht in ihm ausgewalzten Jurakalk. Auf das Ungenügende seiner früheren Erklärung habe ich 1883 hingewiesen.

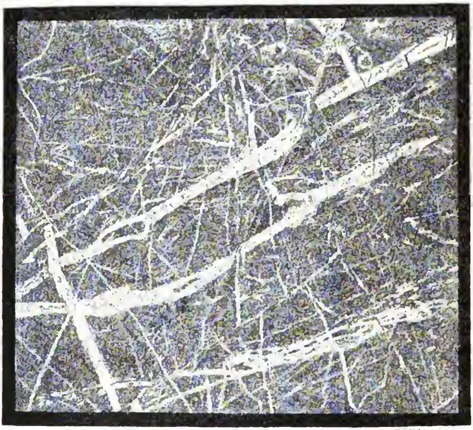


Fig. 110. Dünnschliff in 60facher Vergrösserung. Lochseitenkalk von der Lochseite aus der oberen Zone.

Neuerdings hat er den Begriff der „Knetstructur“ für ihn eingeführt (S. 202). „Die enorme innere Zertheilung und Verschiebung, die Knetstructur, die oft zwischen einer Fluidalstructur und einer mikroskopischen Breccienstructur mit oder ohne Aderverkittung schwankt und die auch mikroskopisch sehr schön zu sehen ist, die sehnig streifige Marmorisirung habe ich längst für einen der schönsten Fälle von mechanischer Metamorphose, speciell Auswalzung, gehalten.“ Ich habe statt dessen den Kalk von der Lochseite für eine Gangbildung erklärt; dagegen wendet Heim (l. c. S. 205) ein: „Wenn der Lochseitenkalk eine Gangbildung

wäre, so müsste sich nachweisen lassen, dass er aus Trümmern von Eocän und Verrucano — den Materialien der beiden Kluftwände —, vermehrt noch um Secretionsmineralien, bestünde. Allein die mikroskopische wie die chemische Untersuchung beweisen, dass weder zerriebener Verrucano, noch zertrümmerte Eocänschiefer darin enthalten sind, sondern nur fast reiner dichter Kalkstein, allerdings überdies durchzogen von zahlreichen Calcitadern. Der Masse nach herrscht meistens der dichte Kalkstein weit über die vorwiegend mikroskopisch feinen Calcitäderchen vor. Auch die Structur des Lochseitenkalkes ist von jeder Gangbildung weit entfernt. Es ist also etwas ganz anderes als Gangbildung."

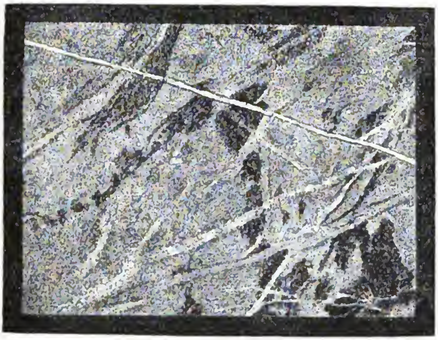


Fig. 111. Dünnschliff in 165facher Vergrösserung. Aus der unteren Zone des Lochseitenkalkes von der Lochseite.

Ich habe, da der sog. Lochseitenkalk an den verschiedenen Orten sehr verschiedene petrographische Beschaffenheit aufweist und noch lange nicht genügend untersucht ist, die Gangnatur desselben nur für die Lochseite selbst behauptet. Es hat nun C. Schmidt gleichzeitig mit Heim's Aufstellungen eine Analyse im Anhang veröffentlicht, wonach der schieferig gewundene, marmorartige Kalk von der Lochseite 8,56% in Salzsäure unlösliche Substanz, 3,12 Fe_2O_3 und Al_2O_3, 21,61 $MgCO_3$ und nur 66,75 $CaCO_3$ enthält, dasselbe Gestein also, das nach Heim's gleichzeitiger Behauptung „nur fast reiner, dichter Kalkstein ist". Wer von beiden hat nun Recht?

Der Kalk an der Lochseite ist nur ½ bis 3 dm mächtig. Seine

obere Grenze gegen den Verrucano ist scharf, aber wellig gebogen, seine untere Grenze gegen den Eocänschiefer unbestimmt und unregelmässig. Durch ihn hindurch geht ein auffallend ebenflächiger Ruschelstreifen, der bis ½ cm mächtige graue Thon-Ruscheln führt. Er zerlegt den Kalk in eine obere und eine untere Zone. Letztere keilt sich aber stellenweise aus, so dass die Ruschelkluft direkt auf eocänem Schiefer läuft. Ich habe Dünnschliffe aus dem obersten Schiefer, sowie der unteren und oberen Kalkzone miteinander verglichen. Es ergibt sich, dass von der



Fig. 112. Dünnschliff in 50facher Vergrösserung. Lochseitenkalk vom Saasberg mit Kataklasstructur.

charakteristischen schwärzlich-braunen Schiefermasse in beiden Kalkzonen erhebliche Partien eingeschlossen und durch zahllose Calcitadern miteinander verbunden sind. Auch in dem Schiefer treten letztere auf, aber nicht so häufig und so dicht beisammen, so dass dort der Kalksteincharakter weniger hervortritt. Der Schiefer schliesst in seinem feinkörnigen Gemenge von Thonerde, Calcit, schwarzer kohliger Partikel u. s. w. viele kleine vollkommen auskrystallisirte Rhomboëder von 30 μ Grösse ein. Sie sind randlich etwas gelb gefärbt und es bleibt ungewiss, ob es Calcit oder Dolomit sei. In letzterem Falle könnten sie als Quelle des Magnesiagehaltes im Kalk selbst gedient haben. Die

Calcitadern in letzterem dürften wohl ein Drittel der Gesteinsmasse ausmachen. Anders ist der Lochseitenkalk am Saasberg beschaffen. Er besteht aus grossen Calcitkrystallen, die aber an ihren Berührungsstellen in feinkörnige Aggregate zerdrückt sind. Die grossen Calcitkrystalle besitzen fast alle eine ausgezeichnete Zwillingslamellirung, während ihre äusseren Begrenzungen und ebenso die Sprünge, die sie durchsetzen, von schmalen Zonen eines feinkörnigen Calcitaggregates begleitet werden. Es ist das eine ganz typische Kataklasstructur und das Gestein fast reiner Calcit. C. Schmidt fand in einem Kalk von ebenda 93,38 kohlensauren Kalk, doch weiss ich nicht, ob das Stück von derselben Stelle stammt. Meines schlug ich gleich oberhalb des Eocänschiefers nahe der Quelle, welche südlich von Hälsli entspringt.

Lochseitenkalk vom Kalkstöckli ist wieder ein ausgesprochenes Trümmergestein. Die einzelnen Bruchstücke gleichen dem eocänen Gestein sehr und können ganz gut von demselben abstammen, beinahe die Hälfte des Gesteins besteht aber aus Calcitgängen. Das gilt auch für den Lochseitenkalk der Schafgrindspitz bei den Wildmädern.

Am Kalkstöckli ist der Lochseitenkalk theilweise als Dolomit entwickelt, entweder nur in einzelnen dem Kalk eingesprengten unregelmässigen Partien oder lagenweise wie zum Beispiel an der Südseite des Gipfels. Am schönsten kann man das Vorkommen desselben am Rand des Hahnenstockes etwa halbwegs zwischen dem Kalkstöckli und der Heustafelalp beobachten. Hier ist das ganze Lager zwischen Sernifit und Eocän 8 m mächtig und besteht aus typischem, striemigem Lochseitenkalk, in dem jedoch unregelmässige, aber ganz scharf begrenzte Partien von Dolomit eingebettet liegen. Sie lassen sich an ihrer etwas gelblichen Farbe leicht erkennen. Es ist möglich, dass es grössere Bruchstücke von Röthidolomit sind, sie können aber auch eine andere Herkunft haben, da im Jurakalk Dolomiteinlagerungen nicht so selten sind (Toma Patrusa!). Es kann der Magnesiagehalt auch infiltrirt worden sein. Wer von diesem Lager ein Stück für chemische Analysen abschlägt, wird sehr verschiedene Resultate mit Bezug auf den Magnesiagehalt erzielen, je nachdem er von den gelblichen oder weisslichen Massen etwas erhält. Darauf führe ich die abweichende Beurtheilung des Lochseitenkalkes am Kalkstöckli zurück, welche derselbe seiner Zeit von Fellenberg, Heim und mir erfahren hat. Es ist der Lochseitenkalk eben überhaupt kein Gestein von bestimmter mineralogischer Zusammensetzung, wie das am deutlichsten aus den untereinander so abweichenden

chemischen Analysen von PFAFF[1], C. SCHMIDT und HEIM hervorgeht, obwohl dieselben die Proben alle an derselben Fundstelle geholt haben. Das Lochseitenlager hat eine doppelte Zusammensetzung: ein Theil ist Reibungsbreccie, ein anderer ist Gangausscheidung. Diese Theile sind aber in sehr wechselnden Mengen vorhanden und je nachdem ist die chemische Zusammensetzung eine sehr verschiedene. Ob der Magnesiagehalt des Lochseitenkalkes an die Breccie oder die Gangausscheidung gebunden ist, wissen wir noch gar nicht, und jede Behauptung über erfolgte Einknetung von Röthidolomit oder irgend einem anderen Dolomite hat darum bloss den Werth einer Vermuthung. Mit Sicherheit können wir nur sagen, dass der eocäne Schiefer Material zu der Reibungsbreccie geliefert hat. Volle Klarheit über die Entstehung des Lochseitenkalkes wird erst zu erlangen sein, wenn er mikroskopisch genauer untersucht sein wird.

Wir können also die Ergebnisse dieses Abschnittes kurz dahin zusammenfassen: Am Saasberg, Bützistock und Kalkstöckli sind auf flachgeneigter Ebene ältere über jüngere Gesteine heraufgeschoben worden. Die jüngeren Schichten sind eocänen Alters. An der Überschiebungskluft sind sie stark zerknickt und zerrüttet, von Calcitgängen durchtrümmert. Zu oberst sind sie in eine Reibungsbreccie umgewandelt. Das auflagernde ältere Gebirge besteht aus Sernifit, Röthidolomit, Dogger, Malm und Eocän. Alle diese Schichten sind in liegende Falten zusammengepresst, die von Nordost nach Südwest streichen und nach Nordwest geöffnet sind. Sie werden in Folge dieser Lagerung von der mit 16° nach Norden geneigten Überschiebungskluft schräg abgeschnitten und es liegen die verschiedenen Schichten der Reihe nach auf der jüngeren überschobenen Unterlage auf. Die Überschiebungsfläche mit den sie begleitenden Reibungsbreccien kann deshalb auch nicht als eine aus der Auswalzung eines Mittelschenkels hervorgegangene Faltenverwerfung betrachtet werden. Wir können diese Überschiebung mit derjenigen des Suganathales in den Ost-Alpen vergleichen, mit der sie die allergrösste Ähnlichkeit besitzt. Auffallend ist nur, dass die Glarner Überschiebung nicht in den Süd-, sondern in den Nord-Alpen liegt, wo sich in der Regel Überschiebungen nach Norden bemerkbar machen. Anknüpfend

[1] Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Bd. 32. 1880. S. 536.

an unsere früheren Erörterungen über die Nothwendigkeit nördlicher Überschiebungen am Nordrand der Alpen, sehe ich die Ursache dieser südlichen Überschiebung in der Nähe des rückstauenden Schwarzwaldmassives und der lokalen Depression, welche die oligocäne Meeresbucht in Glarus und dem Prättigau zurückgelassen hatte, während anderwärts das alpine Gebiet schon erhöhtes Festland war. Die vom Schwarzwald zurückgestauten Massen erhielten dadurch eine südliche Bewegung, die durch den Mangel eines orographischen Widerstandes im Süden begünstigt wurde.

Auf die sehr abweichenden Anschauungen Vacek's brauche ich nicht näher einzugehen, weil sie in der Hauptsache auf der falschen Voraussetzung beruhen, dass das Eocän nicht den Lochseitenkalk unterlagere. Wäre diese Basis wirklich Kalkphyllit, so müsste die Anlagerungsfläche des Eocäns doch irgendwo sichtbar sein. Sie ist es aber nicht. Ausserdem hat Vacek's Kalkphyllit nach genauer mikroskopischer Untersuchung mit dem Elmer Schiefer gleiche petrographische Beschaffenheit und ist überhaupt kein Phyllit.

4. Die Linththal-Verwerfung.

Im Jahre 1878 gab es nach Heim im ganzen Gebiet der Glarner Doppelfalte keine einzige Verwerfung von Belang. Das hat sich geändert. 1892 sind drei sichere, reine Brüche vorhanden: an dem Silbern einer und am Mürtschenstock[1] zwei. Ich hatte auf einige sehr erhebliche 1883 hingewiesen. Heim geht auf die Gründe 1892 nicht ein und erklärt alle von oben herab kurzweg für „Dichtungen" (S. 207). Die Ironie des Schicksales will es aber, dass er jetzt die von ihm für die einzig wahr erklärten Verwerfungen gegen Vacek vertheidigen muss, der am Mürtschenstock nur discordante Anlagerung sehen will, wo Heim Sprungweiten von 450 m und Sprunghöhen von 100 m gefunden hat.

Ich komme jetzt auf die Linththal-Verwerfung zurück, da meine Untersuchungen am Saasberg neues Licht auf dieselbe zu werfen geeignet sind. Steht man auf der Höhe von Hälsli, also gerade auf der

[1] Auf dem 1880 erschienenen Blatt IX bereits nach den Aufnahmen von Escher eingetragen und durch Mösch veröffentlicht! Übrigens sind hier bedeutende Fehler gemacht worden, wie ich zu spät, um es noch in dieser Arbeit zu verwerthen, feststellen konnte. Eine gewaltige sehr flache Überschiebung hat die Gipfelmassen des Schilts, Sivellen, Frohnalpstockes u. s. w. über Jurakalk und Eocän geschoben, geradeso wie weiter im Süden am Kärpf. Auch Lochseitenkalk ist dabei erzeugt worden.

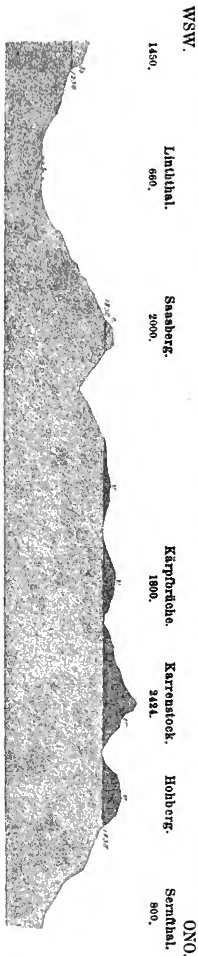


Fig. 113. Profil im Streichen der Kärpf-Überschiebung durch das Kärpfmassiv und das Linththal, um die tiefere Lage des Gebirges im Westen zu zeigen. 1 : 100 000.

Überschiebungsfläche, so fällt es sehr auf, dass auf der anderen Thalseite bei Bad Stachelberg diese Überschiebungsfläche so sehr viel tiefer liegt. Verlängert man dieselbe vom Saasberg genau im Streichen bis zur westlichen Linththalseite, so sollte sie dort auf gleicher Höhe liegen, wenn keine Verwerfung dazwischen fällt. In Wirklichkeit liegt sie aber 600 m tiefer, „obschon nach Heim hier beide Thalseiten sich fast exact entsprechen.“ Bei Diesbach verringert sich diese Differenz auf etwa 200 m und noch mehr bei Nidfurn und Schwanden. Es liegt dort der Jurakalk völlig in der Thalebene, während an den Thalflanken das Eocän höher heraufreicht und über sich die Massen des Sernifites, der Jura- und Kreideformation trägt. Das Auffallende ist hier aber, dass das Eocän nicht nur auf der rechten Thalseite, sondern zu beiden Thalflanken höher aufragt. Der Soolkalk von Schwanden mit seinen Diceraten, Nerineen und Actaeonellen ist von Mösch als tithonisch bestimmt worden. Bei Nidfurn liegt der Jurakalk vor dem Eocän, nicht darunter. Es spricht dies für einen grabenartigen Einbruch, der dem Linththal aufwärts folgt und dasselbe erzeugt hat. Die Verhältnisse auf der linken Thalseite war ich durch Mangel an Zeit verhindert genauer zu erforschen, doch werde ich dies sobald als möglich nachholen. Baltzer[1] hat sich 1873 gegen ein „Absitzen“ des Jurakalkes bei Nidfurn erklärt, „weil der Augenschein dagegen spricht“; er zog

[1] Der Glärnisch. Zürich 1873.

aber die Consequenzen seiner Auffassung und zeichnete in seinen Profilen eine Mulde, die genau das Linththal heraufstreicht, so dass dieses Thal als ein Muldenthal erscheint, während Heim in seinen Profilen (Nr. 9) den Soolkalk einfach nicht eingezeichnet und sich damit aus aller Verlegenheit herausgeholfen hat. So kommt es, dass bei ihm sich beide Thalseiten genau entsprechen.

Es lässt sich also schon jetzt mit grosser Bestimmtheit aussprechen, dass sich das Linththal herab eine Verwerfung hinzieht, auf der saigere Sprunghöhen von über 100 bis 600 m zu beobachten sind. Möglicherweise sind es sogar zwei Parallelsprünge, die zwischen sich eine grabenartige Versenkung erzeugt haben[1].

5. Allgemeine Ergebnisse des Anhanges.

Zusammenfassend ergeben sich aus dem Vorausgehenden folgende Resultate:

1. Von den einzelnen Theilen der sog. Glarner Doppelfalte, als welche der nördliche und der südliche Sattel und die mittlere Mulde

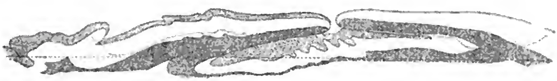


Fig. 114.
Schema der Glarner Doppelfalte nach A. Heim. Die fein punktirte Linie gibt die heutige Oberfläche an. Tiefschwarz bedeutet Sernifit und Röthidolomit, weiss Jura, grau Eocän.

zu gelten haben, sind nicht vorhanden: die südliche und nördliche Sattelumbiegung, der nördliche Mittelschenkel und der südliche Schenkel des Süd-Sattels.

2. Die Annahme, dass diese Glieder einstmalen vorhanden gewesen, aber durch Erosion und mechanische Umformung verschwunden seien, ist mithin eine rein hypothetische, die nur dann einen Werth hat, wenn sie zur Erklärung der wirklich beobachteten Lagerungsverhältnisse nothwendig oder doch dienlich ist.

3. Nothwendig ist diese Hypothese aber nicht, weil die wirklichen Lagerungsverhältnisse sich in durchaus ungezwungener Weise auch ohne sie erklären lassen: eine vielfach gefältelte grosse Eocänmulde ist von

[1] Diese Vermuthung hat sich unterdessen vollkommen bestätigt bei Untersuchungen, die ich in diesem Herbst nach Abschluss dieser Arbeit gemacht habe und über die ich nächstens an anderem Orte berichten werde.

Süden her überkippt worden und von Norden durch älteres Gebirge auf einer sehr flach geneigten Fläche überschoben worden. Für das Vorkommen solcher Bildungen haben wir nicht nur in den Alpen selbst, sondern auch in vielen anderen Gebirgen, so viele sichere Beispiele, dass dieselben als etwas durchaus Gewöhnliches angesehen werden dürfen.

Im Süden der überkippten Eocänmulde sind die normal gelagerten und ebenfalls gefalteten Schichten grabenförmig eingebrochen und haben so die breite Thalfurche des Rheines erzeugt.

4. Die Hypothese der Doppelfaltung mit Auswalzung der Mittelschenkel ist also nicht nothwendig, sie ist aber nicht einmal dienlich

N.  S.

Fig. 115. Schematische Darstellung der Tektonik der Glarner Alpen nach meiner Auffassung.

zur Erklärung der Thatsachen, weil von diesen einige im entschiedenen Widerspruch mit ihr stehen. Das sicher nachgewiesene Auftreten mehrerer bedeutender Längs- und Querbrüche lässt sich mit einer bruchlosen Faltung des Gebirges nicht zusammenreimen. Ebenso widerspricht die eigenthümliche und in ihren tieferen Theilen durch die Überschiebungsfläche abgeschnittene Faltung des von Norden her überschobenen Gebirgstheiles durchaus der Auffassung dieser Überschiebung selbst als eines ausgewalzten Mittelschenkels. Wenn der Gewölbeschenkel die Rolle der Walze, die den Mittelschenkel ausgewalzt hat, gespielt haben soll, so kann er dabei doch unmöglich auch noch sich selbst ausgewalzt haben, etwa nach Art eines sich selbst von der Schwanzseite her verschluckenden Fisches.

5. Die tektonischen Verhältnisse im Gebiete der Glarner Alpen und des Bündner Rheinthales stimmen mit denjenigen der Ost-Alpen im Grundplan vollkommen überein. Nur ist die Grösse der Überschiebung hier eine viel bedeutendere und überschreitet weitaus das Maass derjenigen, welche aus den Ost-Alpen bekannt sind.

Verzeichniss der Text-Figuren.

Register.

Anst. A. Eckstein, Stuttgart.